



Universidade de Brasília - Instituto de Geociências  
Programa de Pós-Graduação em Geociências  
Aplicadas e Geodinâmica

Tese de doutorado N° 74

INFLUÊNCIA DA INTEGRAÇÃO DE DADOS DE GRAVIMETRIA MARINHA E  
TERRESTRE NO CÁLCULO DO POTENCIAL DE GRAVIDADE DAS  
ESTAÇÕES IHRF DO BRASIL

Leticia Cristina Ribeiro

Orientador: Giuliano Sant'Anna Marotta  
Coorientador: Gabriel do Nascimento Guimarães

BRASÍLIA  
2022



Universidade de Brasília - Instituto de Geociências  
Programa de Pós-Graduação em Geociências  
Aplicadas e Geodinâmica

Leticia Cristina Ribeiro

INFLUÊNCIA DA INTEGRAÇÃO DE DADOS DE GRAVIMETRIA MARINHA E  
TERRESTRE NO CÁLCULO DO POTENCIAL DE GRAVIDADE DAS  
ESTAÇÕES IHRF DO BRASIL

Tese apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, como parte da avaliação para obtenção do título de Doutora em Geociências Aplicadas e Geodinâmica, na área de concentração Geofísica.

Orientador: Giuliano Sant'Anna Marotta.  
Coorientador: Gabriel do Nascimento Guimarães.

Área de concentração: Geofísica  
Linha de Pesquisa: Geofísica Regional

BRASÍLIA

2022

Universidade de Brasília – UnB  
Instituto de Geociências  
Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica

**Influência da integração de dados de gravimetria marinha e terrestre no  
cálculo do potencial de gravidade das estações IHRF do Brasil**

**Leticia Cristina Ribeiro**

Banca examinadora:

Prof. Dr. Giuliano Sant'Anna Marotta (Presidente/Orientador – IG/UnB)

Prof. Dr. Wagner Carrupt Machado (Membro externo – UFU/MG)

Profa. Dra. Alessandra Svonka Palmeiro (Membro externo – UFRRJ/RJ)

Profa. Dra. Mônica Giannoccaro Von Huelsen (Membro interno - IG/UnB)

Aprovado pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de Doutor(a).

Brasília, 12 de agosto de 2022.

Ficha catalográfica elaborada automaticamente,  
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

CR484i Cristina Ribeiro, Leticia  
INFLUÊNCIA DA INTEGRAÇÃO DE DADOS DE GRAVIMETRIA MARINHA  
E TERRESTRE NO CÁLCULO DO POTENCIAL DE GRAVIDADE DAS  
ESTAÇÕES IHRF DO BRASIL / Leticia Cristina Ribeiro;  
orientador Giuliano Sant'Anna Marotta ; co-orientador  
Gabriel do Nascimento Guimarães. -- Brasília, 2022.  
114 p.

Tese (Doutorado - Doutorado em Geociências Aplicadas) --  
Universidade de Brasília, 2022.

1. IHRF. 2. Potencial de Gravidade. 3. Geodésia. 4.  
Gravimetria. 5. Altimetria. I. Sant'Anna Marotta , Giuliano  
, orient. II. do Nascimento Guimarães, Gabriel, co-orient.  
III. Título.

## EPÍGRAFE

Quando sopram os ventos da mudança, uns  
constroem abrigos e se colocam a salvo, outros  
constroem moinhos e ficam ricos.  
Claus Möller

## AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador Giuliano que possibilitou o desenvolvimento desta tese, apoiando, buscando solucionar problemas, me fornecendo apoio em todos os momentos. Obrigada por acreditar em mim desde o projeto até a conclusão deste nosso trabalho.

Agradeço ao meu coorientador Gabriel, mas esse agradecimento não cabe somente a todo auxílio e suporte fornecido durante todas etapas de produção desta tese, esse agradecimento é por estar ao meu lado em todo meu caminhar profissional desde as iniciações científicas, mestrado, doutorado e demais processos que sempre estava pronto com palavras de apoio, conselhos e sabedoria, meu muito obrigada.

Agradeço ao Instituto de Geociências, ao Programa de Pós-Graduação em Geociências Aplicadas e Geodinâmica e ao Observatório Sismológico pela infraestrutura adequada para elaboração da tese.

Aos professores do IG/UnB pelos conhecimentos transmitidos, em especial à professora Rejane que além de conhecimentos me ofereceu também uma mão amiga.

Agradeço aos colegas que fiz na sala dos pós-graduandos e nas disciplinas, principalmente ao meu colega de pesquisa Danilo.

Agradeço ao Bureau Gravimétrique International (BGI) / IAG International Gravity Field Service, ao Centro de Hidrografia da Marinha e a Agência Nacional Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis pelos dados de gravidade marinha fornecidos, e, ao LTG/EPUSP pelos dados de gravimetria terrestre.

Esta pesquisa foi realizada com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Agradeço também à minha mãe Lucimeres, ao meu pai Celso e à minha irmã Patricia que sempre foram meu alicerce em todos os âmbitos da vida. Só é possível eu estar escrevendo esses agradecimentos devido a todo amparo e assistência que me deram.

Agradeço à minha melhor amiga Analis que com seu ombro amigo me ajudou e ajuda a levantar em situações que eu não conseguiria enfrentar sem a leveza que você traz.

## RESUMO

A Geodésia é uma ciência que com o passar do tempo foi se desenvolvendo e se tornando de suma importância para monitoramento e investigações das mudanças geodinâmicas e climáticas do planeta Terra. Com isso, a busca por acurácia nos dados obtidos também aumentou, isso impulsionou a criação de um referencial global que integre as três áreas da Geodésia. Um dos quesitos para realização desse referencial global é a idealização do Sistema Internacional de Referência Altimétrico (*International Height Reference System – IHRS*), este, dispõe sobre a definição de um sistema global de altitudes, que deverá conter informações de potenciais de gravidade. Para o cálculo destes potenciais é necessário o conhecimento de valores gravimétricos no entorno dos pontos, o que se torna um problema para estações costeiras devido a diferentes qualidades e fontes de dados. Sendo assim, esta pesquisa se concentrou na produção de um modelo gravimétrico para as estações costeiras que farão parte a realização do IHRS (CEFT e IMBT) e também no cálculo do potencial de gravidade para as mesmas. Para isso, a pesquisa foi realizada em duas etapas, a primeira se concentrou no tratamento dos dados de gravidade marinha visando eliminar dados discrepantes para propiciar seu uso na segunda etapa, que por sua vez, se direcionou ao cálculo do potencial de gravidade a fim de avaliar a influência desse modelo gravimétrico produzido. O método de eliminação de ruídos dos dados gravimétricos marinhos se mostrou satisfatório, principalmente realizando a análise e um ajuste em área, levando à conclusão que os dados de gravidade marinha fornecidos pela Marinha do Brasil não agregariam ao estudo. O valor do potencial de gravidade para as duas estações estudadas não sofreu alteração com o acréscimo dos dados de gravidade marinha.

**Palavras chaves:** Geodésia. Potencial de gravidade. Gravimetria. Altimetria.

## ABSTRACT

Geodesy is a science that over time has been developing and becoming of paramount importance for monitoring and investigating changes on planet Earth. With this, the search for accuracy in the data obtained also increased, which boosted the creation of a global reference that integrates the three areas of geodesy. One of the requirements for the realization of this global reference is the creation of the International Height Reference System (IHR), which provides for the creation and definition of a global system heights, which should contain information of gravity potentials. To calculate these potentials, it is necessary to know the gravimetric values around the points, which becomes a problem for coastal stations due to different qualities and data sources. Thus, this research focused on the creation of a gravimetric model for the coastal stations that will be part of the IHR (CEFT and IMBT) and also on the computation of the gravity potential for them. For this, the research was carried out in two stages, the first focused on the treatment of marine gravity data in order to eliminate discrepant data to provide its use in the second stage which in turn was directed to the computation of the gravity potential in order to evaluate the influence of this produced gravimetric model. The method of eliminating discrepancy from the marine gravimetric data proved to be satisfactory, mainly the analysis and an area adjustment, leading to the conclusion that the marine gravity data from the Brazilian Navy would not add to the study. The gravity potential value for the two studied stations did not change with the addition of marine gravity data.

**Keywords:** Geodesy. Gravity Potential. Gravimetry. Altimetry.

## Lista de Figuras

Figura 1 - Superfícies equipotenciais. ....	25
Figura 2 - Componentes das estações IHRF. ....	26
Figura 3 - Localização das estações IHRF.....	27
Figura 4 - Relação entre superfícies equipotenciais, normais e geométricas. .	36
Figura 5 - Método pendular .....	39
Figura 6 - Método queda livre.....	39
Figura 7 - Exemplos de gravímetros absolutos. ....	41
Figura 8 - Exemplo de gravímetro relativo .....	42
Figura 9 - Circuitos gravimétricos relativos.....	43
Figura 10 - Mapa das estações gravimétricas do BNDG .....	44
Figura 11 - Mapa das estações gravimétricas do IBGE .....	45
Figura 12 - Requisitos para a distribuição gravimétrica.....	46
Figura 13 - Estações absolutas do Brasil e estações IHRF. ....	46
Figura 14 - Gravímetro marinho RG-1.....	47
Figura 15 - Dados gravimétricos marinhos do BGI.....	49
Figura 16 - Dados gravimétricos marinhos do GT LEPLAC.....	51
Figura 17 - Levantamento por radar em satélite altimétrico. ....	56
Figura 18 - Anomalias de gravidade ar livre do modelo GRAV31.1 .....	57
Figura 19 - Anomalias de gravidade ar livre do modelo global DTU17 .....	59
Figura 20 - Contribuição em grau e ordem para o modelo EIGEN-6C4.....	64
Figura 21 - Localização das estações de estudo .....	69
Figura 22 - Dados de gravidade marinha, disponibilizados pelo BGI, Marinha do Brasil e ANP.....	72
Figura 23 - Etapas de desenvolvimento da pesquisa. Nela, IDW corresponde à sigla Inverse Distance Weighted, KRG é a abreviação de Krigagem e LSC é a sigla de Least Squares Collocation. $\Delta g_{AL}$ significa anomalia de gravidade ar livre. ....	74
Figura 24 - Desvio padrão das diferenças entre os dados BGI com o modelo GRAV31.1 e o modelo DTU17.....	76
Figura 25 - Discrepância entre os dados BGI e o modelo GRAV31.1 pelo método de análise ajuste em área e interpolação Kriging.....	76

Figura 26 - Histograma de distribuição das discrepâncias entre os dados BGI e o modelo GRAV31.1 pelo método de análise ajuste em área e interpolação <i>Kriging</i> .....	77
Figura 27 - Desvio padrão das diferenças entre os dados da Marinha do Brasil com o modelo GRAV31.1 e o modelo DTU17.....	77
Figura 28 - Discrepância entre os dados da Marinha do Brasil e o modelo DTU17 pelo método de análise ajuste em área e interpolação <i>Kriging</i> . ....	78
Figura 29 - Histograma de distribuição das discrepâncias entre os dados da Marinha do Brasil e o modelo DTU17 pelo método de análise ajuste em área e interpolação <i>Kriging</i> .....	78
Figura 30 - Desvio padrão das diferenças entre os dados ANP com o modelo GRAV31.1 e o modelo DTU17. ....	79
Figura 31 - Discrepância entre os dados da ANP e o modelo GRAV31.1 pelo método de análise ajuste em área e interpolação <i>LSC</i> . ....	79
Figura 32 - Histograma de distribuição das discrepâncias entre os dados da ANP e o modelo GRAV31.1 pelo método de análise ajuste em área e interpolação <i>LSC</i> .....	80
Figura 33 - Anomalias de gravidade ar livre para a estação CEFT. ....	86
Figura 34 - Anomalias de gravidade ar livre para a estação IMBT.....	87
Figura 35 - Anomalias ar livre de gravidade marinha para a estação CEFT. ...	87
Figura 36 - Anomalias ar livre de gravidade marinha para a estação IMBT. ....	88
Figura 37 - Anomalias de gravidade ar livre terrestres para as estações CEFT e IMBT.....	89
Figura 38 - Passos de cálculo do potencial de gravidade aplicados na pesquisa .....	90
Figura 39 - Fluxograma do cálculo de WP usando modelos de gravidade regional de alta resolução .....	92
Figura 40 - Fluxograma da modelagem do campo de gravidade regional de alta resolução.....	93
Figura 41 - Valores de WP obtidos pelos MGGs ( $m^2.s^{-2}$ ).....	93
Figura 42 - Valores de WP calculados com N dos modelos regionais ( $m^2.s^{-2}$ ) .	93
Figura 43 - Anomalias de gravidade no processo de remoção usando o modelo DTU17 .....	94

Figura 44 - Anomalias de gravidade no processo de remoção usando o modelo GRAV31.1 .....	94
Figura 45 - Modelo de ondulação geoidal gerado usando dados do modelo global DTU17 (ModDTU17).....	95
Figura 46 - Modelo de ondulação geoidal gerado usando dados do modelo global GRAV31.1 (ModGRAV31.1) .....	95
Figura 47 - Valores de $W_p$ calculados com N modelado ( $m^2.s^{-2}$ ) .....	96
Figura 48 - Valores de $C_{IHRF}$ calculados para a estação CEFT ( $m^2.s^{-2}$ ) .....	96
Figura 49 - Valores de $C_{IHRF}$ calculados para a estação IMBT ( $m^2.s^{-2}$ ) .....	96
Figura 50 - Altitudes ortométricas calculadas a partir dos $C_{IHRF}$ obtidos (m).....	97

## Lista de tabelas

Tabela 1 - Constantes do elipsoide GRS80. ....	35
Tabela 2 - Informações dos satélites e missões.....	63
Tabela 3 - Quantidade de pontos .....	72
Tabela 4 - Constantes do elipsoide GRS80 .....	74
Tabela 5 - Soluções obtidas no trabalho .....	75
Tabela 6 - Informação posicional das estações de estudo.....	85
Tabela 7 - Estatísticas das anomalias de gravidade no processo de Remoção (mGals) .....	94
Tabela 8 - Estatísticas dos modelos geoidais produzidos (m).....	95
Tabela 9 - Número geopotencial ( $m^2.s^{-2}$ ) e altitude (m) calculados com e sem gravidade marinha.....	98

## Lista de Siglas e Abreviaturas

ANP	Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis
BDG	Banco de Dados Geodésicos
BGI	<i>Bureau Gravimétrique International</i>
BNDG	Banco Nacional de Dados Gravimétricos
CHAMP	<i>CHALLENGING Minisatellite Payload</i>
CLPC	Comissão de Limites da Plataforma Continental
CNES	<i>Centre National d'Études Spatiales</i>
CNUDM	Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar
CPRM	Serviço Geológico do Brasil
DAE	<i>Direct Atmospheric Effects</i>
DCE	Diferenças de Cruzamento Externa
DCI	Diferenças de Cruzamento Internas
DHN	Diretoria de Hidrografia e Navegação
D-FTG	<i>Full Tensor Gravity Gradiometer</i>
DLR	<i>Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt</i>
DNESC08	<i>Danish National Space Center 2008</i>
DORIS	<i>Doppler Orbitography Radiopositioning Integrated by Satellite</i>
DTE	<i>Direct Topographical Effects</i>
DTU	<i>Danmarks Tekniske Universitet</i>
DVB	Datum Vertical Brasileiro
EGM2008	Earth Gravitational Model 2008
ESA	<i>European Space Agency</i>
GECO	<i>GOCE and EGM2008 COmbination</i>
GGOS	<i>Global Geodetic Observing System</i>
GGRF	<i>Global Geodetic Reference Frame</i>
GGRS	<i>Global Geodetic Reference System</i>
GMT	<i>Generic Mapping Tools</i>
GNSS	<i>Global Navigation Satellite System</i>

GOCE	<i>Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer</i>
GPS	<i>Global Positioning System</i>
G-QG	Correção Geoide quase geoide
GRACE	<i>Gravity Recovery and Climate Experiment</i>
GRS80	<i>Geodetic Reference System 1980</i>
GT	Grupo de Trabalho
IAG	<i>International Association of Geodesy</i>
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ICGEM	<i>International Centre for Global Earth Models</i>
IDW	<i>Inverse Distance Weighted</i>
IGFS	<i>International Gravity Field Service</i>
ITGRF	<i>International Terrestrial Gravity Reference Frame</i>
ITGRS	<i>International Terrestrial Gravity Reference System</i>
IGS	<i>International GNSS Service</i>
IGSN71	<i>International Gravity Standardization Net 1971</i>
IHRF	<i>International Height Reference Frame</i>
IHRS	<i>International Height Reference System</i>
ITRF	<i>International Terrestrial Reference Frame</i>
ITRS	<i>International Terrestrial Reference System</i>
IUGG	<i>International Union of Geodesy and Geophysics</i>
LAGEOS	<i>LASER GEODYNAMICS Satellite</i>
LEPLAC	Levantamento da Plataforma Continental Brasileira
LLR	<i>Lunar Laser Ranging</i>
LSC	<i>Least Squares Collocation</i>
LTG/EPUSP	Laboratório de Topografia e Geodesia, Escola Politécnica da USP
MDE	Modelos de Digitais de Elevação
MDEs	Modelos de Digitais de Elevação
MDT	Modelo Digital do Terreno
MGG	Modelo Global do Geopotencial
MGGs	Modelos Globais do Geopotencial

MGOs	Modelos Globais Oceânicos
MMQ	Método dos Mínimos Quadrados
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NMM	Nível Médio dos Mares
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
ON	Observatório Nacional
PETROBRAS	Petróleo Brasileiro S.A.
PIAE	<i>Primary Indirect Atmospheric Effect</i>
PITE	<i>Primary Indirect Topographic Effect</i>
PVCG	Problema do Valor de Contorno da Geodésia
RADAR	<i>RAdio Detection And Ranging</i>
RBMC	Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo
RCR	Remove-Calcula-Restaura
RP	Resíduo Padronizado
SGA	Sistema Global de Altitudes
SGG	<i>Satellite Gravity Gradiometry</i>
SGRs	Sistemas Geodésicos de Referência
SHGeo	Stokes-Helmert Geoid Software
SI	Sistema Internacional de Unidades
SITE	<i>Secondary Indirect Topographic Effect</i>
SLR	<i>Satellite Laser Ranging</i>
SST	<i>Satellite-to-Satellite Tracking</i>
TI	Terras Indígenas
TNMM	Topografia do Nível Médio do Mar
UC	Unidades de Conservação
UFPR	Universidade Federal do Paraná
UnB	Universidade de Brasília
USP	Universidade de São Paulo
UTM	Universal Transversa de Mercator
VLBI	<i>Very Long Baseline Interferometry</i>

## SUMÁRIO

1.	Introdução.....	18
1.1.	Hipótese .....	21
1.2.	Justificativa .....	21
2.	Objetivos.....	22
3.	Fundamentação Teórica.....	23
3.1.	International Height Reference System (IHRIS) e International Height Reference Frame (IHRF).....	23
3.2.	Potencial da Gravidade .....	29
3.3.	Gravimetria .....	37
3.3.1.	Gravimetria Terrestre .....	40
3.3.2.	Gravimetria Marinha .....	47
3.3.3.	International Terrestrial Gravity Reference System (ITGRS) e International Terrestrial Gravity Reference Frame (ITGRF).....	53
3.4.	Satélites Altimétricos .....	54
3.5.	Modelo Global do Geopotencial (MGG) .....	60
3.6.	Pesquisas que Utilizam Dados de Gravimetria Marinha e Terrestre e Pesquisas Atuais no Cálculo do Geopotencial .....	64
4.	Análise de Dados de Gravimetria Marinha: Estudo das Estações Geodésicas Próximas ao Litoral Brasileiro no Contexto da Infraestrutura Internacional de Referência Altimétrica.....	68
4.1	Introdução.....	68
4.2	Global Geodetic Reference System (GGRS).....	69
4.3	International Height Reference System (IHRIS) .....	69
4.4	Gravimetria Marinha .....	70
4.5	Satélites Altimétricos .....	71
4.6	Dados Utilizados.....	72
4.7	Processamento dos Dados.....	73
4.8	Resultados e Discussão .....	75
4.8.1	Gravimetria Marinha Fornecida pelo BGI .....	75
4.8.2	Gravimetria Marinha Fornecida pela Marinha do Brasil.....	77

4.8.3	Gravimetria Marinha Fornecida pela ANP .....	78
4.9	Conclusão.....	80
4.10	Referências .....	80
5.	Cálculo do Potencial de Gravidade em Estações IHRF Usando Dados Gravimétricos Terrestres, Marinhos e Satelitais .....	83
5.1	Introdução.....	83
5.2	Cálculo do Potencial de Gravidade para Estações IHRF .....	84
5.3	Área de Estudo.....	85
5.4	Dados Utilizados.....	85
5.4.1	Modelos Globais do Geopotencial.....	85
5.4.2	Modelos Globais de Anomalias de Gravidade Marinha.....	86
5.4.3	Dados de Gravidade Marinha.....	87
5.4.4	Modelos Geoidais d Quase Geoidais .....	88
5.5	Métodos.....	89
5.5.1	Uso de MGGS de Alta Resolução .....	89
5.5.2	Cálculo do Potencial de Gravidade Usando Modelos de Alta Resolução do Campo de Gravidade Regional.....	90
5.5.3	Modelagem de Alta Resolução do Campo de Gravidade Regional...	91
5.6	Resultados e Discussões .....	93
5.7	Conclusões.....	98
5.8	Referências .....	98
6.	Considerações, Conclusões Finais e Recomendações.....	102
	Referências .....	104

## 1. INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas registrou-se um aumento da frequência e de desastres naturais em todo globo (UNDRR, 2021). O número de desastres naturais passou de 50 registros por ano na década de 60 para 500 no ano de 2005 (BARCELOS et al., 2016), além de terem ocorridos 389 somente no ano 2020 (UNDRR, 2021). De acordo com Seneviratne et al. (2012), os extremos climáticos são resultados de variações naturais que ocorrem por décadas e o conhecimento destas variações são relevantes e importantes para o conhecimento de impactos e desastres extremos.

A necessidade do mapeamento de tais variações levou os pesquisadores na área da Geodésia ao desenvolvimento de produtos que permitam determinar e investigar os processos geodinâmicos e as mudanças climáticas da Terra. Portanto, esse é o grande desafio da Geodésia atualmente, uma vez que este monitoramento só é possível com a adoção de um referencial geodésico de integração global, que seja estável ao longo do tempo e possua consistência homogênea (IHDE et al., 2015).

O Sistema Geodésico Global de Observação (*Global Geodetic Observing System - GGOS*), da Associação Internacional de Geodésia (*International Association of Geodesy - IAG*), fornece a infraestrutura geodésica (forma da Terra, campo gravitacional terrestre e movimento de rotação da Terra) necessária para este monitoramento e pesquisas terrestres (GGOS, 2021).

Criado em 2003 e exercendo função completa desde 2005 (DREWES, 2005), o GGOS foi estabelecido com o intuito de integrar as três áreas fundamentais da Geodésia, visando a criação de um referencial global geodésico com acurácia relativa ou melhor que  $10^{-9}$  (MONICO, 2018). A implementação e completa realização inclui coordenadas cartesianas geocêntricas e sua variação ao longo do tempo ( $X, \dot{X}$ ), o potencial do campo de gravidade da Terra e sua variação ao longo do tempo ( $W, \dot{W}$ ), o vetor de gravidade e sua variação ao longo do tempo ( $g, \dot{g}$ ) e altitude física e sua variação ao longo do tempo ( $H, \dot{H}$ ) (SÁNCHEZ et al., 2017a).

As coordenadas cartesianas geocêntricas, juntamente com sua variação, são uma realidade consolidada por meio do Sistema Internacional de

Referência Terrestre (*International Terrestrial Reference System - ITRS*), sistema este, criado em 1991, na resolução N° 2 (IUGG, 1991) da União Internacional de Geodésia e Geofísica (*International Union of Geodesy and Geophysics - IUGG*). A sua realização mais recente é o ITRF2020, a qual fornece coordenadas cartesianas e a velocidade das coordenadas ao nível milimétrico. Portanto, o novo alvo de esforços de realização é o Sistema Internacional de Referência Altimétrico (*International Height Reference System - IHR*), definido em 2015, na resolução N° 1 da IAG (DREWES et al., 2016) publicada pela IAG, na XXVI IUGG *General Assembly* em 2015. Esta resolução dispõe que a coordenada vertical de um ponto deve ser dada pelo número geopotencial ( $C_p$ ), cujo qual é a diferença de potencial entre a superfície equipotencial do ponto ( $W_p$ ) e a superfície equipotencial de referência ( $W_0$ ) definida na resolução.

Embora o potencial de gravidade na superfície geopotencial de referência tenha sido estabelecido, a metodologia de cálculo do potencial no ponto de interesse está ainda na fase de estudos. A sugestão, para que se alcance a precisão adequada, que atualmente é de aproximadamente 1 cm, é que o cálculo do potencial seja realizado por meio da integração de dados terrestres (dados de gravidade e do Modelo Digital do Terreno) e dados de Modelos Globais do Geopotencial (MGGs), sendo que estes dados estejam localizados em um raio de 210 quilômetros (SÁNCHEZ et al., 2016) do ponto, ou estação.

Desde a publicação da resolução N° 1 de 2015 pela IAG (Drewes et al., 2016), alguns estudos foram realizados com o objetivo de encontrar a melhor maneira para o cálculo do potencial. Porém, os mesmos apresentam um contexto de estações não litorâneas, em outras palavras, estações que, em um raio de 210 km, há a presença de continente, ou então estações litorâneas onde não foram considerados valores de gravidade marinha medida a bordo de navios, somente utilizando modelos globais de gravidade como pode ser visto em Guimarães et al. (2019). Em uma proposta de localização das estações publicada por Sánchez et al. (2017a) verifica-se que duas das seis estações localizadas no Brasil são estações litorâneas.

A dificuldade apresentada para as estações litorâneas é que em parte desse raio de abrangência há a ausência de dados medidos *in loco*, e, a

carência de tais dados diminui a precisão dos resultados. Isto porque, para suprir essa carência muitas vezes são usados MGGs, e, a gravimetria terrestre fornece informações mais refinadas do que as informações provenientes dos MGGs. Assim, uma saída encontrada para contornar essa situação nas regiões litorâneas é a utilização da Topografia Dinâmica do oceano Médio (*Mean ocean Dynamic Topography*), que possui precisão na ordem de poucos centímetros (PALMEIRO, 2013), em conjunto com dados de gravimetria marinha, levantados por meio de gravímetros a bordo de navios.

Para a utilização dos dados de gravimetria marinha é necessário realizar a integração com dados de gravimetria terrestre, informações dos MGGs, além de dados advindos da altimetria por radar a bordo de satélites. No entanto, a dificuldade está no fato de que as diferentes fontes de dados estão associadas a diferentes sistemas de referência e precisão. Isso porque os dados de gravimetria marinha, além da sua submissão a erros que podem ser aplicados na obtenção dos dados de gravimetria terrestre, também podem sofrer influência provocada pelo posicionamento incorreto do navio, o que segundo Leite et al. (1999), provoca uma localização dos pontos e correção de Eötvös<sup>1</sup> inadequada e também está sujeita a erros inerentes à altitude causada por variações. Outro fator que dificulta esta integração é que os modelos de topografia oceânica, bem como os Modelos Digitais de Elevação (MDE), não conseguem detectar a mudança de densidade entre o oceano e a crosta terrestre e, também, há um aumento da variabilidade da superfície do mar na região costeira que provoca um efeito de borda que causa distorção nos dados.

Os dados de gravimetria marinha disponíveis são referenciados ao Nível Médio dos Mares (NMM), porém, o interesse atualmente, para a utilização destes dados, é a redução destes valores para a superfície equipotencial de referência  $W_0$ . Outro fator importante é que os recentes MGGs apresentam soluções mais consistentes, necessitando, portanto, de um procedimento de integração de dados terrestres e marinhos que proporcione uma melhor precisão, visando sua aplicação no cálculo do potencial.

---

<sup>1</sup> Eötvös é uma correção realizada para minimizar discrepâncias no valor de anomalia de gravidade ao movimento dos navios. Para isso ela leva em consideração a velocidade e o azimute do navio, e, a latitude do ponto.

Diante da necessidade e das dificuldades apresentadas na integração de dados gravimétricos marinhos com dados gravimétricos terrestres, esta pesquisa teve como propósito desenvolver um método de integração destes dados, aplicando modelos gravimétricos de altimetria por satélite, MGGs, dados gravimétricos terrestres e marinhos para duas estações costeiras que farão parte da Infraestrutura Internacional de Referência Altimétrica (*International Height Reference Frame – IHRF*), a estação CEFT e estação IMBT. Objetivou também o cálculo do potencial de gravidade usando este modelo integrado produzido.

### **1.1. Hipótese**

Dada a importância da gravimetria marinha na contribuição do estabelecimento de estações do IHRF no país, este trabalho teve como hipótese verificar a possibilidade de realizar a integração de dados de gravimetria marinha com dados de gravimetria terrestre, visando minimizar o efeito de borda nos dados gravimétricos, com precisão adequada para sua aplicação no cálculo do potencial.

### **1.2. Justificativa**

A Geodésia é uma ciência de estudo da Terra, que, ao longo do tempo, adquiriu a característica de ser uma ciência de monitoramento do planeta Terra, cujo intuito é obter produtos que permitam investigar e determinar os processos geodinâmicos e as mudanças climáticas da Terra, evitando assim perdas humanas em desastres ambientais.

Para atingir estes objetivos é necessário um referencial geodésico que integre a planimetria, o potencial de gravidade, o vetor de gravidade e altitudes físicas em um nível global. Observando isto, o grande esforço na atualidade, entre os pesquisadores da Geodésia, está voltado para realização do cálculo do potencial. Este cálculo é feito utilizando valores dos curtos comprimentos de onda, advindos de medidas de gravidade terrestre, juntamente com os médios e longos comprimentos de onda, advindos de modelos globais. Porém, em estações localizadas em regiões costeiras, há a ausência de parte destes

dados e os MGGs não conseguem suprir essa falta, evidenciando, assim, a necessidade de se utilizar valores de gravimetria marinha juntamente com os dados de gravidade terrestre.

## 2. OBJETIVOS

Esta pesquisa teve como objetivo realizar a integração de dados de gravidade terrestre, marinha, derivados de satélites altimétricos e de MGGs, e, realizar o cálculo do potencial de gravidade usando os modelos produzidos para as estações CEFT e IMBT.

Teve como objetivos específicos:

- Desenvolver uma metodologia de eliminação de *outliers* dos dados de gravimetria marinha;
- Realizar a integração de dados de gravimetria marinha com dados de gravimetria provindos de altimetria por satélite para as estações CEFT e IMBT;
- Produzir o modelo de integração de dados gravimétricos terrestres e da área marinha para as estações CEFT e IMBT;
- Avaliar metodologias de cálculo do potencial de gravidade para as estações CEFT e IMBT;
- Calcular altitudes ortométricas para as estações CEFT e IMBT.

### 3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A seguir estão descritos conceitos que abordam as temáticas utilizadas na pesquisa e que corroboram com a compreensão da abordagem aplicada.

#### 3.1. *International Height Reference System (IHRS)* e *International Height Reference Frame (IHRF)*

A posição de objetos no espaço é dada por coordenadas que são determinadas a partir de uma referência, tanto para coordenadas planimétricas quanto para coordenadas altimétricas. Esta referência trata-se de uma superfície que possibilita localizar objetos em qualquer posição no globo e também determinar a variação dessa posição ao longo do tempo, uma vez que a Terra é dinâmica e, por consequência, os valores mudam.

O ITRS é o sistema responsável pelos parâmetros de determinação das coordenadas posicionais e da altitude geodésica. A mais recente realização deste sistema, o ITRF2020 (ALTAMIMI et al., 2022), proporciona a obtenção de coordenadas e velocidade cuja precisão é a nível milimétrico.

Mas diferentemente deste sistema, os sistemas altimétricos não possuem uma superfície de referência unânime em todo o globo, pelo contrário, cada país possui uma superfície de referência altimétrica diferente. Apesar de o ITRF determinar altitude geodésica com alta precisão, ela não pode ser usada em determinadas finalidades, uma vez que é uma altitude de caráter puramente geométrico. Em trabalhos que envolvem escoamento de água, por exemplo, é necessário o uso de altitudes físicas, que são altitudes que possuem como referência uma superfície equipotencial do campo de gravidade da Terra.

Devido a esse fato, cada país utiliza uma superfície geoidal como referência que, em geral, são determinados por medições maregráficas, para servir como referência para as altitudes do restante do país. Por consequência, há inconsistências nos valores altimétricos entre países vizinhos. A exemplo disso, pode ser citado os casos de construção de usinas hidrelétricas entre países confrontantes, onde muitas das vezes um mesmo ponto pode assumir diferentes valores de altitude.

Visando solucionar este problema, na XXVI assembleia geral da IUGG realizada em Praga no ano de 2015, foi publicada a resolução nº 1, da IAG (DREWES et al., 2016), que dispõe sobre a criação do IHRS.

O IHRS é um sistema que visa unificar a superfície de referência para a determinação da altitude de todo o globo terrestre. Ele faz parte da realização do Sistema Geodésico Global de Referência (*Global Geodetic Reference System - GGRS*), a Infraestrutura do Sistema Geodésico Global de Referência (*Global Geodetic Reference Frame - GGRF*). Este por sua vez é o responsável por facilitar a integração de diferentes observações geométricas e gravimétricas, com o objetivo de fornecer produtos e serviços geodésicos confiáveis e de alta qualidade (TÓTH, 2017). Esses produtos e serviços são de extrema importância para garantir a quantificação das mudanças do planeta no espaço e no tempo com a mais alta precisão e confiabilidade, e são justamente estes objetivos que compõem o GGOS (IAG, 2016), em outras palavras o GGOS, foi estabelecido pela IAG para integrar as diferentes áreas geodésicas, com produtos e serviços de alta qualidade, visando determinar e mensurar as mudanças climáticas, estruturais, além de variações do planeta ao longo do tempo, como no nível do mar, no armazenamento de água, entre outros; visando mitigar desastres naturais, bem como o conhecimento da Terra.

Assim, o IHRS sendo um destes esforços, se justifica a unificação dessa superfície de referência altimétrica de âmbito global. De acordo com Sánchez (2020) a implementação do IHRS requer uma rede global de referência; a determinação de coordenadas precisas bem como suas variações ( $X$ ,  $\dot{X}$ ) nas estações de referência; padrões, convenções e procedimentos detalhados de forma a garantir que a realização (IHRF) siga estritamente a definição (IHRS); e, uma infraestrutura operacional e organizacional que garanta a manutenção, a continuidade e a disponibilidade do IHRF a longo prazo.

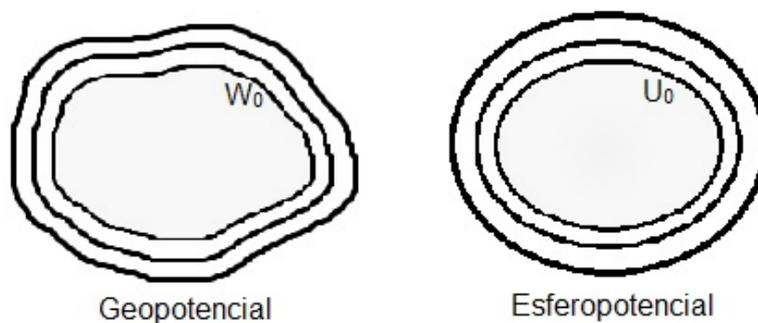
A resolução publicada (DREWES et al., 2016) indica 5 parâmetros para a definição do IHRS, sendo estes: o nível de referência é uma superfície equipotencial do campo de gravidade da Terra com o valor do potencial no geoide ( $W_0$ ); parâmetros, observações e dados devem ser relacionados com o conceito de médio de marés ou crosta média; a unidade de comprimento é o metro e a unidade de tempo é o segundo; a coordenada vertical deve ser dada

pelo número geopotencial ( $C_P$ ); e, as coordenadas de posição do ponto  $P$  são as coordenadas mensuradas no ITRS.

Esta superfície de referência do IHRF corresponde a uma superfície equipotencial do campo de gravidade terrestre. Superfícies equipotenciais são superfícies onde o potencial gravimétrico possui valor constante sobre a mesma. Há infinitudes de superfícies equipotenciais as quais possuem valores diferentes de potencial.

As superfícies equipotenciais possuem como característica o fato de não se cruzarem, de serem superfícies fechadas e contínuas, o raio de curvatura variar suavemente de ponto a ponto além de serem superfícies convexas. Elas variam de acordo com a distribuição de massa do corpo de estudo, por exemplo, se for um corpo de massas distribuídas uniformemente, as superfícies equipotenciais tem comportamento uniforme, caso tenha variação nas massas, as superfícies equipotenciais acompanham essa variação. A Figura 1 esquematiza essas superfícies equipotenciais, onde a) mostra como se comportam as superfícies equipotenciais em um corpo não uniforme, como é o caso da Terra, e, b) esquematiza esse comportamento no esferopotencial, que se trata de um corpo de massas distribuídas uniformemente.

Figura 1 - Superfícies equipotenciais.



Fonte: A autora.

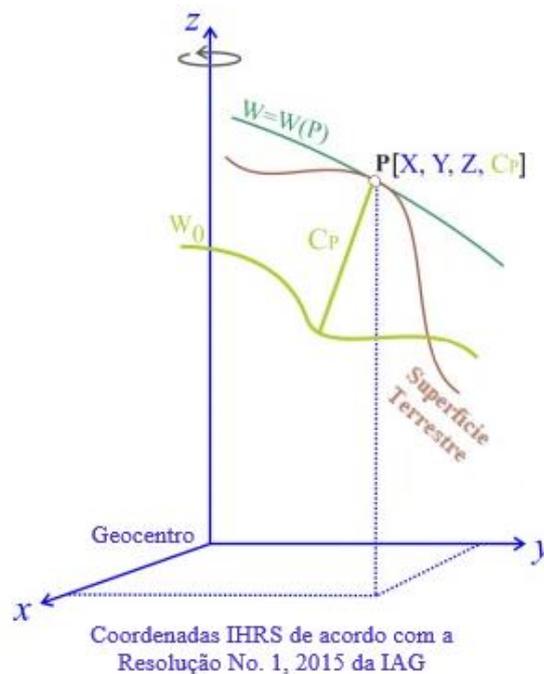
O valor do potencial, e, portanto, a superfície equipotencial que deve ser usada como referência para o cálculo do potencial e por consequência das altitudes, foi publicada na resolução do IAG (DREWES et al., 2016), portanto,  $W_0$  assume o valor de  $62.636.853,4 \text{ m}^2/\text{s}^2$ .

A resolução aborda além da definição do IHRF a sua realização, ou seja, trata de aspectos do IHRF. Os aspectos segundo Sánchez et al. (2016) são os

seguintes: estações IHRF devem estar preferencialmente em pontos da Rede Vertical e ITRF; pontos gravimétricos devem ser distribuídos homogeneamente ao redor das estações em um raio de 210 km; a precisão desejável dos valores de gravidade é de  $\pm 1 \mu\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$  ( $\pm 100 \mu\text{gal}$ ) ou melhor; as coordenadas dos pontos gravimétricos obtidos por meio do Sistema Global de Navegação por Satélite (*Global Navigation Satellite System* – GNSS) com precisão melhor que  $\pm 10$  cm; e, em áreas montanhosas deve haver aproximadamente 50% a mais de pontos gravimétricos.

Portanto, de acordo com o especificado, cada ponto de realização deste sistema, além das coordenadas X, Y e Z, deverá conter também o valor do número geopotencial ( $C_p$ ), como pode ser visto na Figura 2.

Figura 2 - Componentes das estações IHRF.



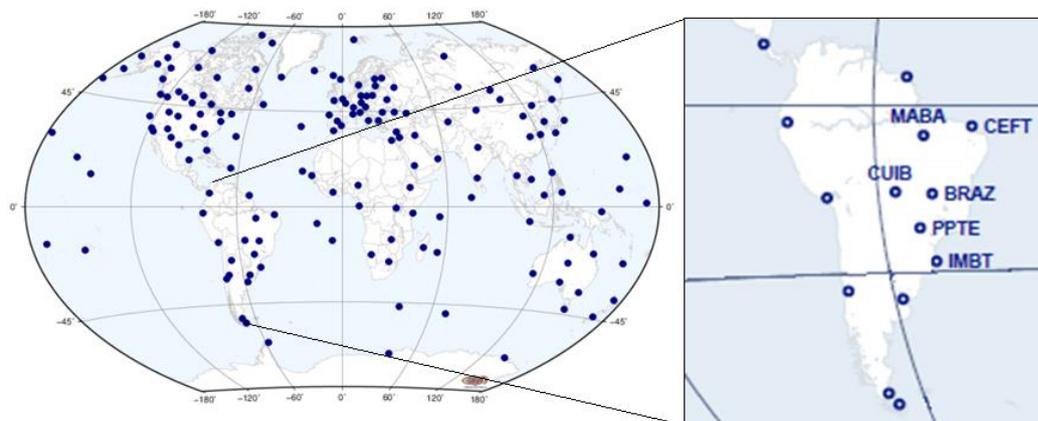
Fonte: Adaptado de SÁNCHEZ (2018).

Este número geopotencial ( $C_p$ ) corresponde à diferença de potencial entre a superfície equipotencial que passa pelo ponto na superfície terrestre ( $W_p$ ) e sua projeção ao longo da vertical na vertical na superfície equipotencial de referência ( $W_0$ ).

Com isso os pontos deverão conter, além das coordenadas cartesianas, a informação do valor do número geopotencial. A rede primária das estações que

comporão o IHRF está apresentada na Figura 3. A localização bem como a quantidade de estações ainda pode sofrer alterações.

Figura 3 - Localização das estações IHRF.



Fonte: Adaptado de SÁNCHEZ (2020).

De acordo com a Figura 3 são aproximadamente 170 estações distribuídas em todo o mundo, das quais 6 delas estão presentes no Brasil. Tais estações tem necessariamente que fazer parte de uma rede GNSS ativa regional ou global e, se possível, ter co-localização com outras técnicas, como Interferometria com Bases Muito Longas (*Very Long Baseline Interferometry - VLBI*), Medição de Distância para Satélite e Lua por Laser (*Satellite Laser Ranging - SLR e Lunar Laser Ranging - LLR*) e Determinação de Órbita e Radioposicionamento Integrado por Satélite (*Doppler Orbitography Radiopositioning Integrated by Satellite - DORIS*) (SÁNCHEZ; SIDERIS, 2017).

As estações brasileiras escolhidas para compor esta rede fazem parte da rede SIRGAS-CON e também da Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos sistemas GNSS (RBMC). Estão compreendidas nos estados de Fortaleza (CEFT), Mato Grosso (CUIB), Santa Catarina (IMBT), São Paulo (PPTE), Pará (MABA) e outra no Distrito Federal (BRAZ)<sup>2</sup>.

<sup>2</sup>Entre parênteses estão as siglas das estações de acordo com a Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS (RBMC). Os códigos bem como os relatórios de informação das estações podem ser encontrados em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-sobre-posicionamento-geodesico/rede-geodesica/16258-rede-brasileira-de-monitoramento-contínuo-dos-sistemas-gnss-rbmc.html?=&t=dados-diarios-e-situacao-operacional>.

Sánchez (2020) destaca que a materialização de um sistema deve ser feita fisicamente, mediante a implantação de pontos de referência materializados com pilares e instrumentos de observação; e matematicamente, por meio da determinação de coordenadas associadas ao seu sistema de definição. Porém a materialização destas estações IHRF ainda não está matematicamente definida. O cálculo do valor do potencial em pontos presentes na superfície terrestre ainda está em fase de estudos para a averiguação da melhor técnica para sua obtenção, objetivando com isso alcançar a precisão explanada na Resolução Nº 1 da IAG (DREWES et al., 2016), que é, de acordo com os objetivos do GGOS, para o valor do potencial  $\pm 3 \times 10^{-2} \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  na altitude (aproximadamente 3 mm) e de  $\pm 3 \times 10^{-3} \text{ m}^2\text{s}^{-2}/\text{a}$  nas velocidades (aproximadamente 0,3 mm/a), porém o atual objetivo é de se alcançar uma precisão de  $\pm 1 \times 10^{-1} \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  (equivalente a 1 cm) (SÁNCHEZ, 2020).

Sánchez et al. (2021) apresentam uma estratégia para o estabelecimento do IHRF que incluem os requisitos dos dados a serem utilizados, conjunto de padrões e convenções mínimas para a determinação do potencial de gravidade, além de uma proposta para criar um componente do Serviço Internacional do Campo de Gravidade (*International Gravity Field Service – IGFS*) dedicado à manutenção e assistência técnica do IHRF/IHRF.

Além disso, baseado em resultados e em outros estudos, Sánchez et al. (2021) abordam formas de se obter o potencial em regiões sem ou com poucos dados gravimétricos; regiões com alguns dados de gravidade, porém má distribuídos ou de qualidade desconhecida; e regiões com cobertura gravimétrica homogênea e com qualidade. Evidenciam estratégias para melhorar os dados que serão usados para o cálculo do potencial; estratégia que justifica a escolha da localização das estações IHRF apresentadas na Figura 3; e, estratégias para garantir a usabilidade da rede e sua sustentabilidade a longo prazo.

Este último, trata-se de um grande problema a ser resolvido, que é garantir que o IHRF seja um sistema dinâmico que acompanhe as mudanças geodinâmicas da Terra ao longo do tempo e que os valores do número geopotencial das estações estejam sempre atualizados, mas que, conforme

destacado pelos autores, será alcançado com o tempo, prevendo realizações que tragam melhoria ao sistema materializado, assim como há com o ITRF.

Logo que estiverem concluídas todas as fases e realizada a materialização, proporcionando uma rede IHRF consolidada, cada país poderá adotar um sistema de altitude física da sua escolha, desde que o número geopotencial esteja vinculado ao IHRF.

Esse fato se justifica uma vez que as altitudes físicas são componentes de caráter altimétrico correlacionadas ao campo de gravidade, uma vez que a superfície de referência são superfícies equipotenciais. Existem vários tipos de altitudes físicas, como por exemplo, as altitudes normais, altitudes ortométricas, altitudes dinâmicas, entre outras, a forma de cálculo destas altitudes segue uma mesma esquemática, onde o que muda é o valor da gravidade usado. As altitudes físicas são calculadas da seguinte forma (Equação 1):

$$H_F = \frac{C}{G} \quad (1)$$

onde  $H_F$  é a altitude física,  $C$  o número geopotencial e  $G$  o valor específico da gravidade associado com a altitude física.

Como exemplo do valor que  $G$  pode assumir, no cálculo da altitude normal, a gravidade utilizada é a gravidade teórica ( $\gamma_0$ ), portanto,  $G$  passa a assumir o valor de  $\gamma_0$ .

Portanto, com o IHRF estabelecido, a diferença altimétrica entre os países será somente o tipo de altitude física que irão adotar. Isso possibilitará eliminar a diferença altimétrica entre países, e, ainda, gerar um sistema global de altitude (SÁNCHEZ, 2020).

### **3.2. Potencial da gravidade**

Desde 1687 quando Isaac Newton publicou sua obra *Philosophiae Naturalis Principia Mathematica*, onde formulou a Lei Universal da Gravitação, sabe-se que a atração física entre um objeto e um corpo é derivada da força gravitacional, essa força de atração depende da massa dos objetos e também da distância (GUIMARÃES e BLITZKOW, 2011). É calculada pela Equação 2:

$$F = G \cdot \frac{m}{l^2} \quad (2)$$

onde  $m$  é a massa do objeto que está sendo atraído pelo corpo,  $G$  é a constante universal da gravitação (que assume de acordo, com o Sistema Internacional, o valor de  $6,67384 \pm 0,0008 \cdot 10^{-11} \text{m}^3 \text{kg}^{-1} \text{s}^{-2}$ ) e  $l$  é a distância entre os dois corpos que sofrem a atração.

Derivando, o potencial gravitacional de atração ( $V$ ) é uma função escalar definida pela Equação 3.

$$V = G \cdot \frac{m}{l} \quad (3)$$

Assumindo um sistema contínuo de partículas, o potencial de atração corresponde à soma das forças produzidas pelos elementos  $dV$  que, se considerados infinitamente pequenos, vai corresponder à toda força exercida pelo corpo. Assim, chega-se na Equação 4 para o potencial de atração em um ponto  $P(x, y, z)$  (HOFMANN-WELLENHOF; MORITZ, 2006):

$$V(P) = V(x, y, z) = G \cdot \iiint \frac{\rho(Q)}{l} dV \quad (4)$$

onde  $\rho(Q)$  corresponde a densidade da massa e  $dV$  é um elemento de volume concentrado em  $Q$  (GEMAEL, 1999; CATALÃO, 2000; BLITZKOW et al., 2004; GUIMARÃES e BLITZKOW, 2011).

Além do potencial de atração originado pelo seu núcleo, a Terra possui também o potencial centrífugo, devido ao seu movimento de rotação. Esse potencial centrífugo ( $V_c$ ) é obtido por meio da seguinte Equação 5 (GEMAEL, 1999):

$$V_c = \frac{1}{2} \cdot \omega^2 \cdot (x^2 + y^2) \quad (5)$$

onde  $\omega$  é a velocidade angular  $x$  e  $y$  são as coordenadas cartesianas do ponto.

A partir destes dois potenciais, define-se o potencial de gravidade ( $W$ ), uma vez que ele é a soma do potencial de atração e o potencial centrífugo. Ele pode ser calculado de acordo com a Equação 6 (BLITZKOW, 2004):

$$W(x, y, z) = V(x, y, z) + V_c(x, y) = G \cdot \iint \frac{\rho(Q)}{l} dV + \frac{1}{2} \omega^2(x^2 + y^2) \quad (6)$$

As unidades que representam o potencial de gravidade são unidades referentes a área e tempo ( $m^2s^{-2}$ ), assim se pode dizer que ele não reflete a presença de massas, sendo, portanto, uma representação do trabalho (fisicamente falando) no sentido cinemático dos potenciais (CATALÃO, 2000).

O potencial da gravidade é de grande importância na Geodésia devido as suas características geométricas, principalmente devido às superfícies em que o potencial é constante, as chamadas superfícies equipotenciais. Este conceito é obtido a partir da equação da sua derivada (Equação 7):

$$dW = \frac{\partial W}{\partial x} dx + \frac{\partial W}{\partial y} dy + \frac{\partial W}{\partial z} dz \quad (7)$$

Cuja notação vetorial é dada pela Equação 8:

$$dW = \text{grad}W \cdot du = g \cdot du \quad (8)$$

onde  $\partial W$  é a variação do potencial em relação a  $x$ ,  $y$  e  $z$ ,  $du$  é um vetor arbitrário de componentes  $(dx, dy, dz)$  (BLITZKOW, 2004; LUZ, 2016).

Se  $du$  estiver sobre uma superfície equipotencial o valor do potencial da gravidade será constante e, portanto,  $dW = 0$ , resultando na Equação 9:

$$g \cdot du = 0 \quad (9)$$

Geometricamente falando, quando o produto escalar entre dois vetores é nulo, significa que são perpendiculares entre si, levando ao fato de que o vetor

da gravidade é perpendicular à superfície equipotencial. Estas linhas que cruzam perpendicularmente às superfícies equipotenciais são chamadas linhas de força, ou linhas de prumo, e não são totalmente retas, elas são levemente curvas, e, tratam-se da definição geodésica da linha vertical (BLITZKOW, 2004; LUZ, 2016).

Em (6), se orientar  $du$  inversamente em relação a  $g$  obtém-se a Equação 10 que relaciona a diferença de potencial ( $dW$ ) à distância infinitesimal ( $dH$ ) que separa duas superfícies equipotenciais (LUZ, 2016), como é equacionado a seguir:

$$dW = -g \cdot dH \quad (10)$$

Portanto, para um dado ponto ( $P$ ), tem-se a equação 11:

$$-dW_P = C_P = W_0 - W_P \quad (11)$$

Assim, conceitualmente, é possível obter a informação de diferenças de potencial por meio de informações geodésicas como o nivelamento geométrico ( $dH$ ) e a gravimetria ( $g$ ). Isso justifica o fato de que o potencial deve ser a componente usada como referência vertical em todo o globo e, por consequência, para a criação de um sistema global.

Ao se realizar o nivelamento geométrico, a cada vez que o aparelho (nível) é estacionado para realização de leituras, ele toma como base uma superfície equipotencial de referência diferente, que ao se realizar o nivelamento e o contranivelamento não se obtém o mesmo valor de desnível. Além disso o valor de gravidade que deve ser usado é a gravidade média da seção, o que não é possível, devido à inviabilidade de medição de gravidade em todo ponto da seção de nivelamento. Estas questões citadas fazem com que os cálculos dos números geopotenciais não sejam rigorosos, tendo erros agregados a eles.

Assim sendo, a metodologia de cálculo do potencial para a implantação das estações IHRF ainda está em fase de estudos, a grande questão é como calcular o valor de  $W_P$ . Segundo Sánchez (2020) a forma de cálculo que atinge melhor precisão, nas condições atuais, é usando MGGs de alta resolução (que

forneem informação dos médios e longos comprimentos de onda) juntamente com modelos regionais do campo de gravidade (curtos comprimentos de onda).

Estes métodos de cálculo combinam, portanto, informações sobre os longos e os curtos comprimentos de onda além de informações sobre o Modelo Digital de Elevação e parâmetros do elipsoide de referência, como o GRS80 (*Geodetic Reference System 1980*), no cálculo da gravidade teórica. O cálculo do potencial que é aceita atualmente é dada pela Equação 12 (IHDE et al., 2017):

$$W_P = U_P + T_P \quad (12)$$

onde  $U_P$  corresponde ao potencial normal no ponto  $P$  (Equação 15) e  $T_P$  corresponde ao potencial perturbador no ponto  $P$  (Equação 17).

O potencial normal no ponto  $P$  é obtido por meio de uma relação entre o potencial normal no elipsoide de referência ( $U_0$ ), onde segundo a resolução N°1 que pode ser encontrada em Drewes et al. (2016), deve ser usado o GRS80. Considerando a variação na altitude geométrica ( $h$ ),  $U_P$  pode ser obtido por meio da Equação 13 (IHDE et al., 2017):

$$U_P = U_0 + \frac{\partial U_0}{\partial h} h \quad (13)$$

onde,  $\partial U_0$  corresponde à variação do potencial normal no elipsoide em relação à altitude geométrica ou geodésica.

Se linearizar (13) resulta-se na (Equação 14):

$$U_P = U_0 + (\gamma \cdot h) \quad (14)$$

onde  $U_0$  de acordo com os parâmetros do elipsoide GRS80 assume o valor  $U_0 = 62.636.860,850 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$  (MORITZ, 2000) e  $\gamma$  corresponde ao valor da gravidade teórica no ponto  $P$ .

A gravidade teórica na altitude geométrica ( $h$ ) do ponto  $P$ , determinada de forma rigorosa, é calculada pela Equação 15:

$$\gamma(h) = \gamma - \frac{2\gamma_e}{a} (1 + f + m - 2f \operatorname{sen}^2 \varphi)h + 3 \frac{\gamma_e}{a} h^2 \quad (15)$$

onde  $\gamma$  pode ser obtido via Teorema de Clairaut (Equação 16) ou pela fórmula Somigliana (Equação 17);  $\gamma_e$  corresponde à gravidade normal no equador;  $a$  o semieixo maior do elipsoide;  $f$  o achatamento do elipsoide;  $m$  é a relação da força centrífuga por unidade de massa pela gravidade normal no equador dada pela Equação 18; e  $\varphi$  é a latitude do ponto  $P$ .

$$\gamma = \gamma_e (1 + \beta \operatorname{sen}^2 \varphi + \beta' \operatorname{sen}^2 2\varphi) \quad (16)$$

onde  $\beta$  e  $\beta'$  são coeficientes do campo de gravidade normal adotados em uma assembleia da IAG, realizada em Estocolmo em 1930, e assumem valor de  $\beta = 0,0052884$  e  $\beta' = -0,0000059$  (HOFMANN-WELLENHOF e MORITZ, 2006).

$$\gamma = \frac{a\gamma_e \cos^2 \varphi + b\gamma_p \operatorname{sen}^2 \varphi}{(a^2 \cos^2 \varphi + b^2 \operatorname{sen}^2 \varphi)^{1/2}} \quad (17)$$

onde  $\gamma_p$  corresponde ao módulo da gravidade normal no polo e  $b$  ao semieixo menor do elipsoide.

$$m = \frac{a\omega^2}{\gamma_e} - \frac{3}{2} m^2 \quad (18)$$

As constantes aplicadas nas formulações anteriores, referentes ao elipsoide GRS80 estão apresentados na Tabela 1.

Tabela 1 – Constantes do elipsoide GRS80.

Constantes	GRS80
$a$	6.378.137 m
$b$	6.356.752,3141
$f$	1:298,257
$\omega$	$7\,292\,115 \times 10^{-11}$ rad/s
$m$	0,003 449 894
$\gamma_e$	978.033 mGal
$\gamma_p$	983. 218,63685 mGal

Fonte: MORITZ (1980).

O potencial perturbador ( $T_P$ ) é composto por informações dos longos comprimentos de onda (dados do campo de gravidade advindos de MGG) e dos curtos comprimentos de onda do terreno representados por dados do campo de gravidade residual e dados de um Modelo Digital do Terreno (MDT). Seu cálculo é realizado pela Equação 19:

$$T_P = T_{MGG} + T_{res} + T_{MDT} \quad (19)$$

onde  $T_{MGG}$  é a contribuição de um MGG,  $T_{res}$  é o resíduo do campo de gravidade e  $T_{MDT}$  é o efeito do terreno.

A contribuição do MGG, o resíduo do campo de gravidade e o efeito do terreno são determinados por meio da técnica Remove-Calcula-Restaura (RCR). Esta, se pauta na remoção das informações dos longos comprimentos de onda proporcionados por um MGG, remoção de curtos comprimentos de onda extraídas de valores de gravidade terrestre e de um MDT. Após a remoção destas informações são aplicados os cálculos pertinentes nas informações residuais; e, posteriormente, são restauradas novamente as informações do MGG, da gravidade terrestre e do MDT.

A adaptação dos sistemas altimétricos já existentes, ao IHRS, pode ser feita por meio do cálculo do potencial no ponto de referência da rede vertical e calculada para os demais pontos por meio da Equação 20 (SÁNCHEZ et al., 2017b; SÁNCHEZ, 2020):

$$W_P = (W_0^{local} + \delta W) - C_P \quad (20)$$

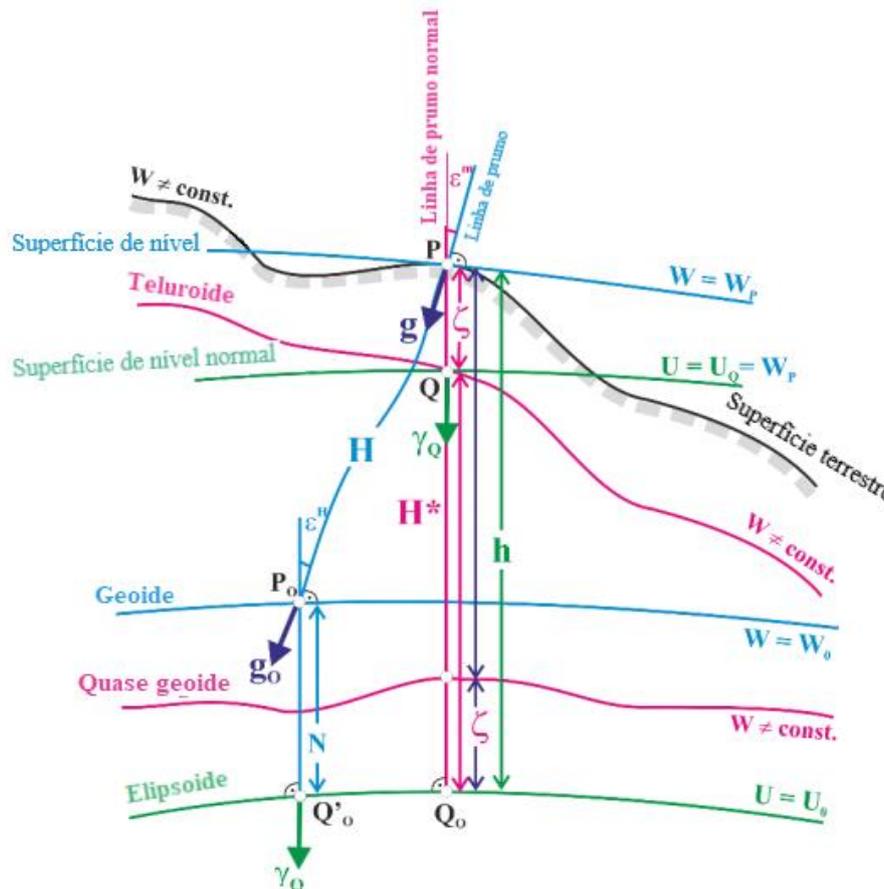
onde  $\delta W$  é dado pela Equação 21:

$$\delta W = (W_0^{IHRF} - W_0^{local}) \quad (21)$$

Citando como exemplo o caso brasileiro, o ponto de partida do nivelamento para a maioria do país é a estação maregráfica de Imbituba, e, uma pequena porção do porto de Santana, no estado do Amapá. Portanto, para a conversão da rede altimétrica existente em uma rede que tenha como referência a superfície  $W_0$  do IHRF, é necessário o cálculo do potencial em Imbituba e Santana e assim realizar a conversão para os demais pontos que compõem a rede do país.

Por fim, para ficar de claro entendimento, a Figura 4 mostra a relação entre todas as superfícies bem como as variáveis citadas neste tópico.

Figura 4 - Relação entre superfícies equipotenciais, normais e geométricas.



Fonte: Adaptado de Sánchez (2020).

Em verde estão representadas as superfícies referentes ao campo de gravidade normal, onde o valor de gravidade é homogêneo, em azul as superfícies equipotenciais do campo de gravidade, em rosa as superfícies teluróide e quase geóide que são superfícies com variações semelhantes à superfície terrestre real e em preto a superfície topográfica.

### **3.3. Gravimetria**

A aceleração da gravidade é uma componente muito importante na Geodesia, pois, ela é a responsável em relacionar as altitudes geométricas com as altitudes físicas. Gemael expôs em seu livro (GEMAEL, 1999) que o campo de gravidade externo da Terra é um dos principais objetivos de determinação da Geodesia, e, atualmente, 18 anos depois, ainda é uma área que exige grandes esforços da comunidade geodésica.

O conhecimento do campo de gravidade pode proporcionar informações em várias áreas de estudo, como no monitoramento ambiental, na gestão de recursos minerais, geofísica, calibrações de precisão e na Geodesia (CORRÊA E CASTRO JÚNIOR et al., 2018). Dando destaque para a Geodesia, o conhecimento do campo de gravidade pode possibilitar: a determinação das componentes do desvio da vertical; determinação, juntamente com o nivelamento geométrico, de altitudes com significado físico; a modelagem da estrutura da Terra; e a elaboração de modelos geoidais e do geopotencial (TORGE, 2001; SEEBER, 2003; CORRÊA E CASTRO JÚNIOR et al., 2018).

A determinação do campo de gravidade é possível devido à técnica denominada gravimetria. Da decomposição grave = peso e metria = medição, ela consiste em um conjunto de técnicas que tem por finalidade medir a magnitude do vetor de aceleração da gravidade. Em outras palavras, ela fornece as variações do campo de gravidade da Terra.

Segundo Torge (1989) o objetivo da gravimetria é determinar o campo da gravidade da Terra, ou de qualquer outro corpo celeste, como função da posição e do tempo através da medição do valor da aceleração de gravidade e do seu gradiente na superfície do corpo ou nas suas imediações.

Estes levantamentos gravimétricos exigem técnicas que proporcionem alta qualidade em termos de acurácia nas observações realizadas. No Sistema

Internacional de unidades (SI) o valor da aceleração de gravidade deve ser dado em  $\text{m.s}^{-2}$ , porém na Geodesia e Geofísica é comumente utilizada a unidade Gal (em homenagem a Galileu) que possui a seguinte correspondência:  $10^{-2} \text{ m.s}^{-2} = 1 \text{ Gal}$ .

Dois métodos foram desenvolvidos para a determinação da aceleração de gravidade, o método pendular e o método da queda livre, que foram introduzidos por Galileu Galilei<sup>3</sup> entre os anos 1564 a 1642. Anos mais tarde, com o desenvolvimento da tecnologia foram desenvolvidos também os sistemas elásticos que são usados em alguns gravímetros, este sistema está descrito na seção 3.4.1.

O método pendular é um método clássico de medição da aceleração de gravidade que não é mais usado (GUIMARÃES et al., 2020), mas, segundo Dalazoana (2011), ele foi usado por cerca de 300 anos na gravimetria. A Equação 22 descreve a forma para obter a aceleração de gravidade por meio do método pendular (GUIMARÃES et al., 2020):

$$g = 4 \cdot \pi^2 \cdot \frac{l}{T^2} \quad (22)$$

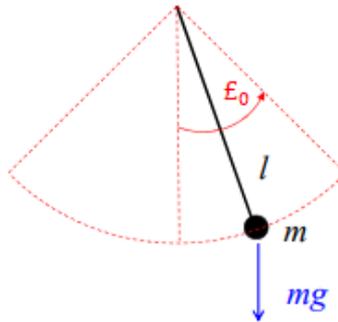
onde  $l$  é o comprimento do pêndulo e  $T$  é o período do pêndulo.

O esquema de funcionamento do método pendular está descrito na Figura 5. Nele,  $m$  se refere à massa do corpo e  $E_0$  corresponde à amplitude do pêndulo, que deve ser mantida pequena e, por isso, não precisa ser considerada na fórmula, como pode ser visto em (22).

---

<sup>3</sup> Um pouco sobre o experimento de Galileu Galilei pode ser encontrado em Segre (2008), que produziu um documento em português que mostra o papel dos experimentos de Galileu na Física.

Figura 5 - Método pendular



Fonte: Adaptado de Dalazoana (2011).

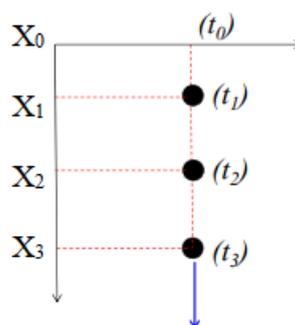
Apesar de parecer simples, sua realização na prática é complexa, uma vez que é difícil obter alta precisão e, por isso, não é mais usado, sendo substituído pelo método queda livre.

O princípio do método queda livre consiste em medir o tempo  $t$ , necessário para uma partícula percorrer a distância  $l$ , onde tanto o intervalo de tempo como a distância são medidos em relação a uma origem arbitrária. Supondo que sejam observados três pares de posição  $X$  ( $x_1$ ,  $x_2$  e  $x_3$ ) e os seus respectivos intervalos de tempo  $T$  ( $t_1$ ,  $t_2$  e  $t_3$ ), a aceleração de gravidade pode ser determinada pela Equação 23:

$$g = 2 \frac{(x_3 - x_1)(t_2 - t_1) - (x_2 - x_1)(t_3 - t_1)}{(t_3 - t_1)(t_3 - t_2)(t_2 - t_1)}. \quad (23)$$

A esquematização do método queda livre segue apresentada na Figura 6.

Figura 6 - Método queda livre



Fonte: Adaptado de Dalazoana (2011).

Para obter  $g$  com precisão de  $1 \mu\text{Gal}$  ( $10^{-8} \text{ ms}^{-2}$ ), pelo método de queda livre, supondo queda de 20 cm num tempo de 0,2 s, é necessária precisão de  $\pm 0,2 \text{ nm}$  ( $10^{-9} \text{ m}$ ) e  $\pm 0,1 \text{ ns}$  para posição e tempo, respectivamente.

Até aproximadamente 1920, as medições gravimétricas eram realizadas com instrumentos pendulares e balanças de torção que se restringiam a regiões de fácil acesso e, além disso, eram morosas (TORGE, 1989). Com o passar do tempo, juntamente com o desenvolvimento tecnológico, foram sendo desenvolvidas várias maneiras de se obter  $g$  visando o aprimoramento e a acurácia nos valores gravimétricos, criando, assim, os aparelhos específicos para medição da aceleração de gravidade, os chamados gravímetros, além do desenvolvimento de sensores e radares orbitais que proporcionam o conhecimento do campo de gravidade.

Diante do exposto, a aceleração de gravidade passou a ser determinada por meio terrestre, aéreo, orbital e marinho, e estes fornecem alta acurácia no valor da aceleração de gravidade. A seguir está descrito um pouco sobre a gravimetria terrestre, a gravimetria marinha e a gravimetria aérea (aerogravimetria). A determinação gravimétrica por satélites está descrita nos tópicos: Satélites altimétricos e Modelo Global do Geopotencial. Há também uma breve descrição na seção 3.4.4. do Sistema Terrestre Internacional de Referência Gravimétrico (*International Terrestrial Gravity Reference System - ITGRS*) a da situação atual de desenvolvimento desse sistema.

### **3.3.1. Gravimetria Terrestre**

No início do século de 1930, surgiram os gravímetros modernos, caracterizados por serem pequenos, leves e de fácil manejo, porém, de extrema delicadeza quanto a sua constituição interna (GEMAEL, 1999).

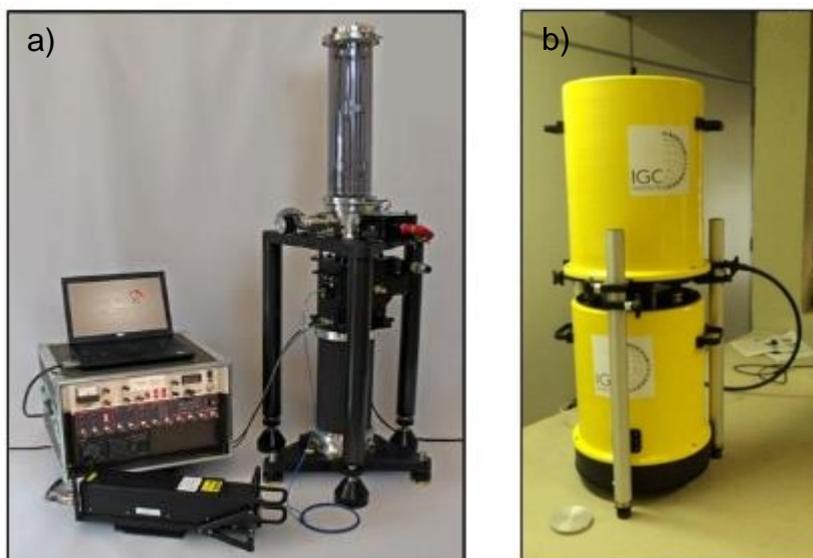
A coleta dos dados por meio destes gravímetros é feita realizando medições de tempo e de variações de distâncias durante a o deslocamento de uma massa. Basicamente é constituído por uma massa suspensa por uma mola (sistema elástico) tal que a tensão da mola seja proporcional ao seu comprimento.

Se essa massa estiver equilibrada pela força elástica da mola, a deformação é proporcional à força que a produz<sup>4</sup>, segundo a lei de Hooke (Dias et al., 2004), possibilitando assim o conhecimento dessa força.

Os gravímetros podem realizar a medição de valores pontuais ou de diferenças de gravidade, por meio de medições absolutas e relativas, respectivamente.

Os gravímetros por queda livre (absolutos) fornecem o valor da gravidade no ponto medido através da medição do deslocamento da massa, calculada de acordo com padrões de distância e tempo. Eles possuem precisão melhor, porém é de difícil manuseio devido ao seu porte e peso, a Figura 7 mostra exemplos de gravímetros absolutos, a) representa o gravímetro absoluto FG-5 e b) representa o gravímetro absoluto A-10, ambos da Micro-g LaCoste. Geralmente estes gravímetros absolutos são utilizados no estabelecimento de referências gravimétricas a partir das quais é realizada a densificação gravimétrica.

Figura 7 - Exemplos de gravímetros absolutos.



Fonte: a) Micro-g Lacoste (2008) e b) Guimarães et al. (2020).

---

<sup>4</sup> Esse é o princípio básico dos gravímetros, mas há características que podem se diferenciar e serem descritas de acordo com o gravímetro, sendo ele absoluto e relativo. Mais detalhes sobre o funcionamento dos gravímetros podem ser encontrados em CORRÊA E CASTRO JÚNIOR (2018).

As densificações gravimétricas são realizadas, principalmente, por meio de gravímetros relativos. Os gravímetros relativos são de pequeno porte e leves se comparados com os gravímetros absolutos, o que facilita o manuseio. Além disso, as medições são realizadas de forma rápida (em questão de tempo de ocupação), facilitando assim a realização de várias medições. A Figura 8 representa o gravímetro relativo CG-5 da marca Scintrex.

Figura 8 - Exemplo de gravímetro relativo



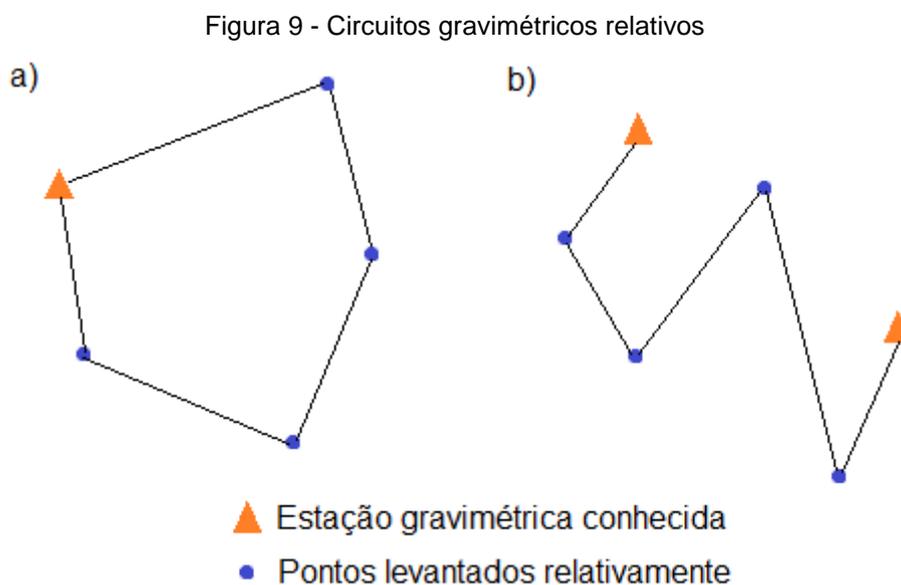
Fonte: Scintrex (2012).

Nas medições por gravímetros relativos, são determinadas diferenças de valores de gravidade entre dois pontos obtendo assim a variação de  $g$  ( $\Delta g$ ). Assim, para se determinar o valor de  $g$  nos pontos levantados, aplica-se a Equação 24:

$$g = g_{obs} + \Delta g_{rel} \quad (24)$$

Nota-se que as medições gravimétricas relativas devem sempre iniciar e finalizar sobre ponto(s) de gravidade conhecida. Este procedimento visa proporcionar a identificação e correção de erros sistemáticos, que ocorrem no processo de medição, e posterior determinação dos valores de gravidade para os pontos de interesse. Portanto, essa lógica de medição caracteriza os chamados circuitos gravimétricos (abertos ou fechados), que são compostos por estações de referência, nas quais o valor da gravidade é conhecido, e por pontos que são mensurados no local em que se deseja obter o valor da aceleração da gravidade.

A Figura 9 esquematiza os circuitos gravimétricos, em a) está representado um circuito gravimétrico fechado e em b) um circuito gravimétrico aberto. Esse controle deve ser feito para que seja possível realizar o ajustamento do levantamento e assim ter controle nas observações levantadas.



Fonte: A autora.

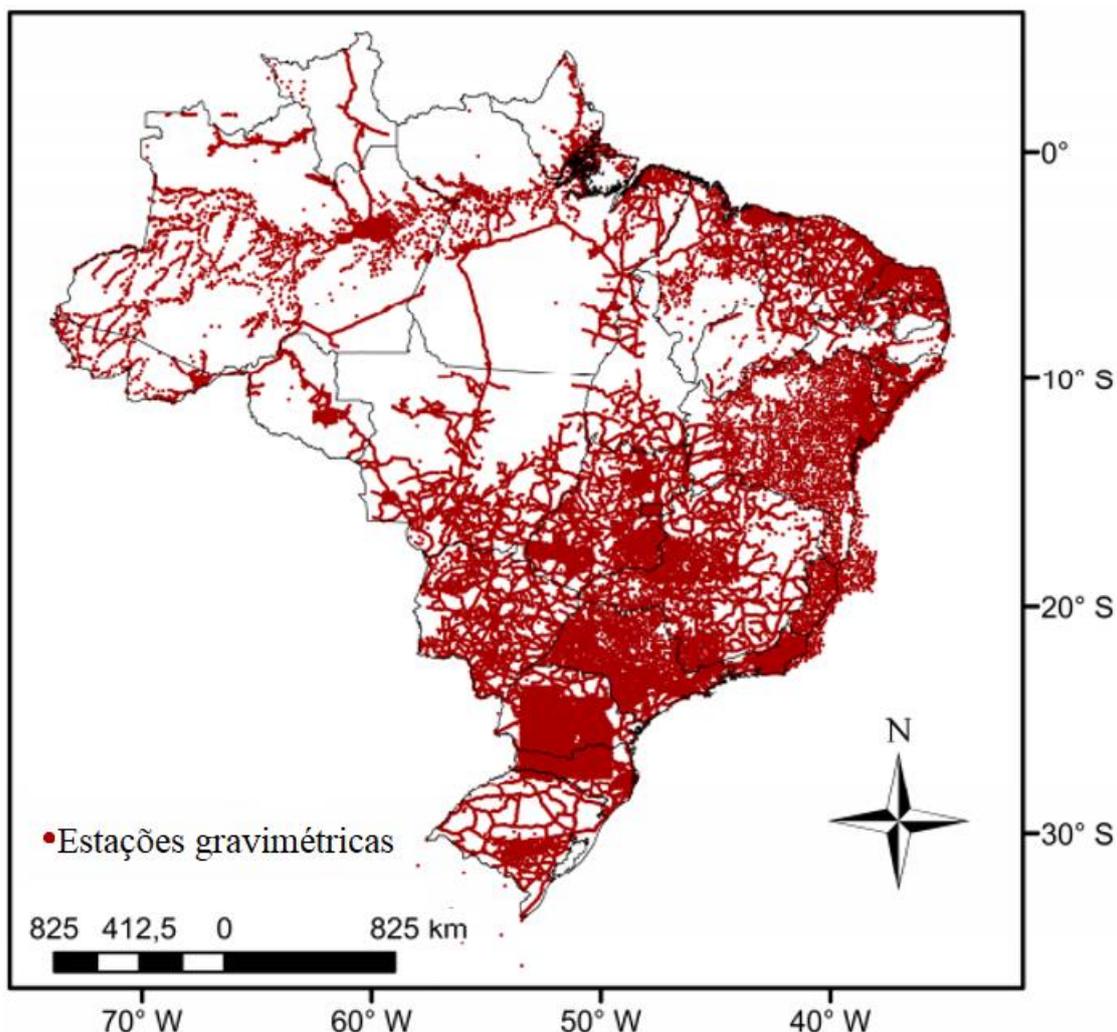
Os pontos levantados de forma relativa (pontos de densificação) geralmente são determinados em função das restrições impostas pelo terreno, pelo tempo previsto para a realização do levantamento e também devido à influência econômica, fazendo com que quase sempre eles estejam dispostos ao longo de uma rede viária. Para uma densificação gravimétrica homogênea o indicado é que se tenham estações gravimétricas distribuídas em distâncias regulares, abrangendo toda área de interesse.

O Brasil possui atualmente uma rede que conta com estações absolutas e relativas. As principais entidades responsáveis pela produção de dados gravimétricos no país são o Observatório Nacional (ON), a Petróleo Brasileiro S.A. (PETROBRAS), o Serviço Geológico do Brasil (CPRM), a Universidade Federal do Paraná (UFPR), a Universidade de São Paulo (USP), a Universidade de Brasília (UnB) e o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

Os dados são de fácil acesso para toda comunidade. Uma grande parte destes, podem ser obtidos no site do Banco Nacional de Dados Gravimétricos

(BNDG) por meio de um formulário de solicitação dos dados. O mesmo reúne informações gravimétricas de várias instituições. A Figura 10 apresenta as 86.439 estações disponíveis nessa instituição (BNDG, 2021).

Figura 10 - Mapa das estações gravimétricas do BNDG



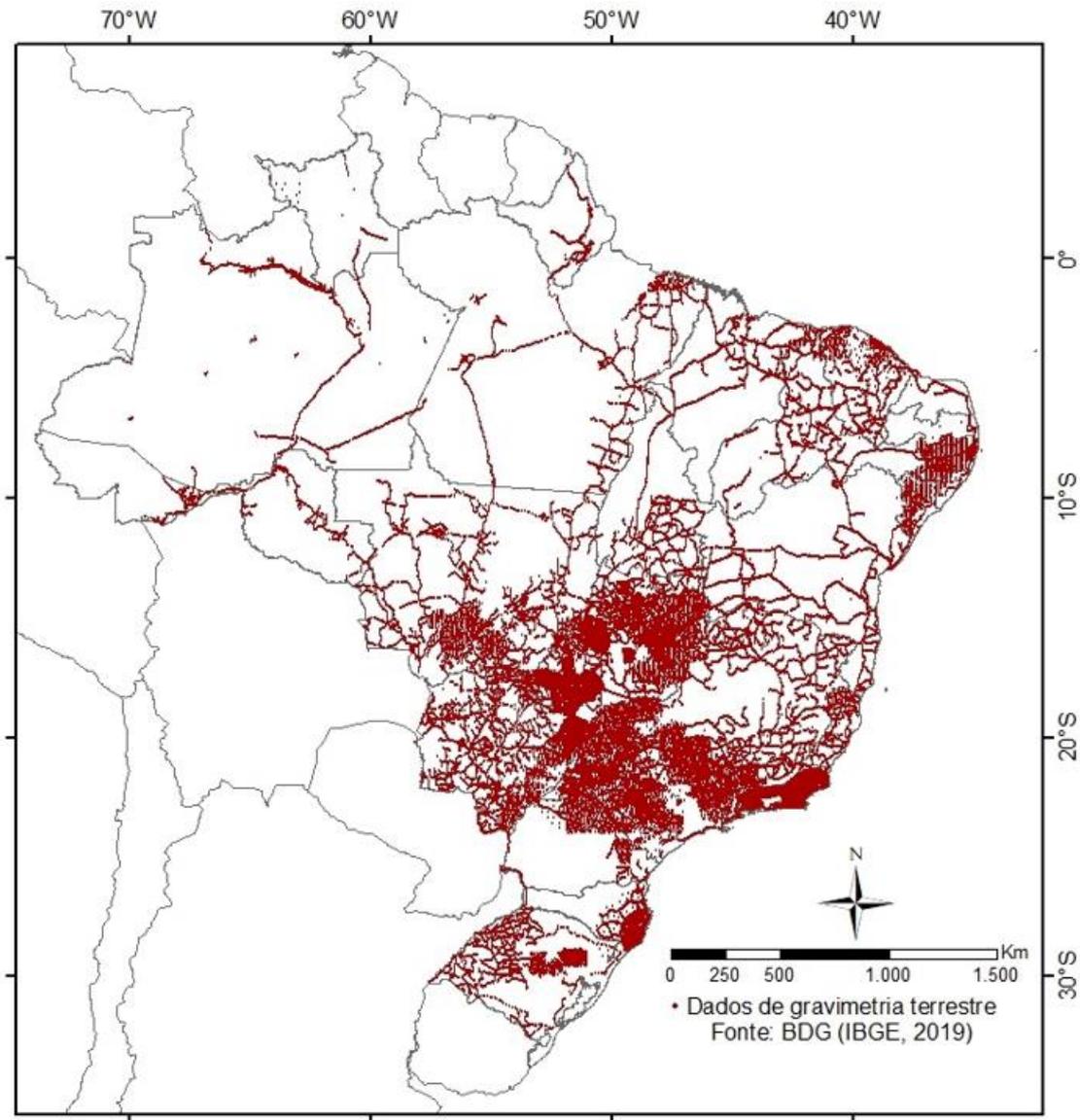
Fonte: ANP (2020).

Pela Figura 10, pode-se notar que a o maior vazio gravimétrico do país se encontra no norte e noroeste do país, e isso se deve ao fato de que a maioria dos vazios então contidos em áreas de Terras Indígenas (TI), Unidades de Conservação (UC) e também na Amazônia Legal.

Outra forma de obtenção de dados gravimétricos terrestres do Brasil é no Banco de Dados Geodésicos (BDG) do IBGE (BDG, 2020). Trata-se de um acervo que possui todas as informações gravimétricas obtidas pela instituição, além das coordenadas das estações RBMC, rede de nivelamento, estações de

triangulação e estações de poligonização. A Figura 11 mostra o cartograma das estações gravimétricas do IBGE.

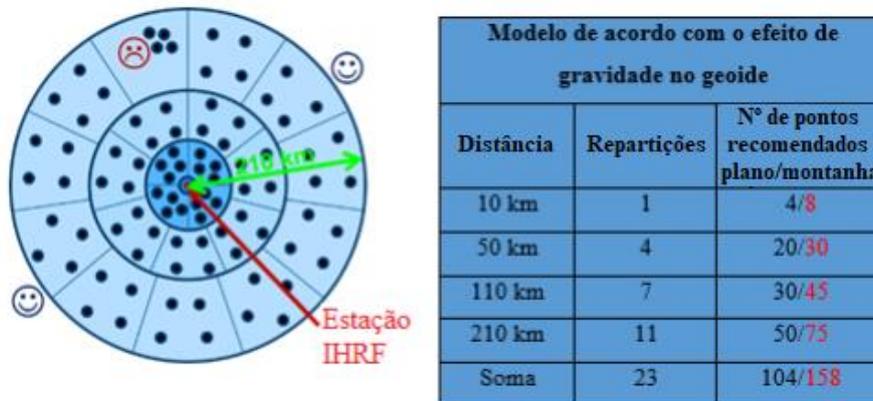
Figura 11 - Mapa das estações gravimétricas do IBGE



Fonte: A autora.

Para a implantação do IHRF, o ideal é que se tenha estações gravimétricas distribuídas homogeneamente ao redor estações em um raio de 210 km (SÁNCHEZ et al., 2017a) como destaca a Figura 12. Nela, está evidenciado a quantidade de pontos desejável e também a forma de distribuição destes pontos. O rosto azul significa que é uma boa distribuição gravimétrica, por sua vez, o rosto vermelho indica que a distribuição não está homogênea.

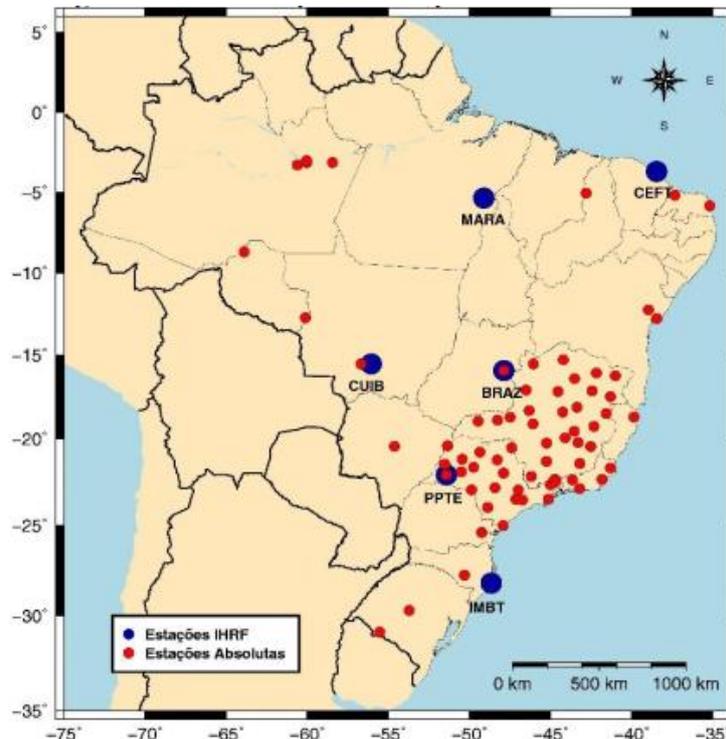
Figura 12 - Requisitos para a distribuição gravimétrica.



Fonte: Adaptado de Sánchez et al. (2017a).

Destaca-se também que é essencial a medição absoluta nos pontos que compõem a rede IHRF. Como pode ser vista na Figura 13, elaborada por Guimarães et al. (2020), há estações gravimétricas absoluta implantadas e distribuídas em 14 dos 26 estados brasileiros, e há também, a medição absoluta em três das seis estações que compõem o IHRF, são elas: Brasília (estação BRAZ), São Paulo (estação PPTE) e em Cuiabá (estação CUIB).

Figura 13 - Estações absolutas do Brasil e estações IHRF.



Fonte: Guimarães et al. (2020).

### 3.3.2. Gravimetria marinha

A gravimetria marinha é mensurada por meio de gravímetros acoplados em navios. A técnica e os gravímetros são semelhantes aos usados na gravimetria terrestre. A Figura 14 apresenta o gravímetro RG-1 da Scintrex (SCINTREX, 2020) que pode ser usado tanto mensurações terrestres quanto marinhas.

Figura 14 – Gravímetro marinho RG-1



Fonte: Scintrex (2020).

A gravimetria marinha começou no início do século XIX por um grupo de pesquisadores do Instituto de Geodésia de Potsdam que realizaram as primeiras medidas nos oceanos Índico, Pacífico e Atlântico (CORRÊA E CASTRO JÚNIOR et al., 2018).

Essas medidas, por serem realizadas em movimento, apresentavam variações de aceleração. Além disso, Loránd Eötvös percebeu que quanto mais a leste do globo o valor da gravidade decrescia se comparado com os valores obtidos a oeste. Assim surgiu a chamada correção de Eötvös, que é aplicada nos dados gravimétricos para minimizar discrepâncias no valor de anomalia de gravidade devido ao movimento do navio, que provoca erros devido à aceleração, erros nas informações de azimute, altitude e diferença entre os pontos de cruzamento das rotas marítimas dos navios. Para isso ela leva em consideração a velocidade, a orientação do navio e a latitude do ponto. A Equação (25) mostra como é realizada essa correção Eötvös (E).

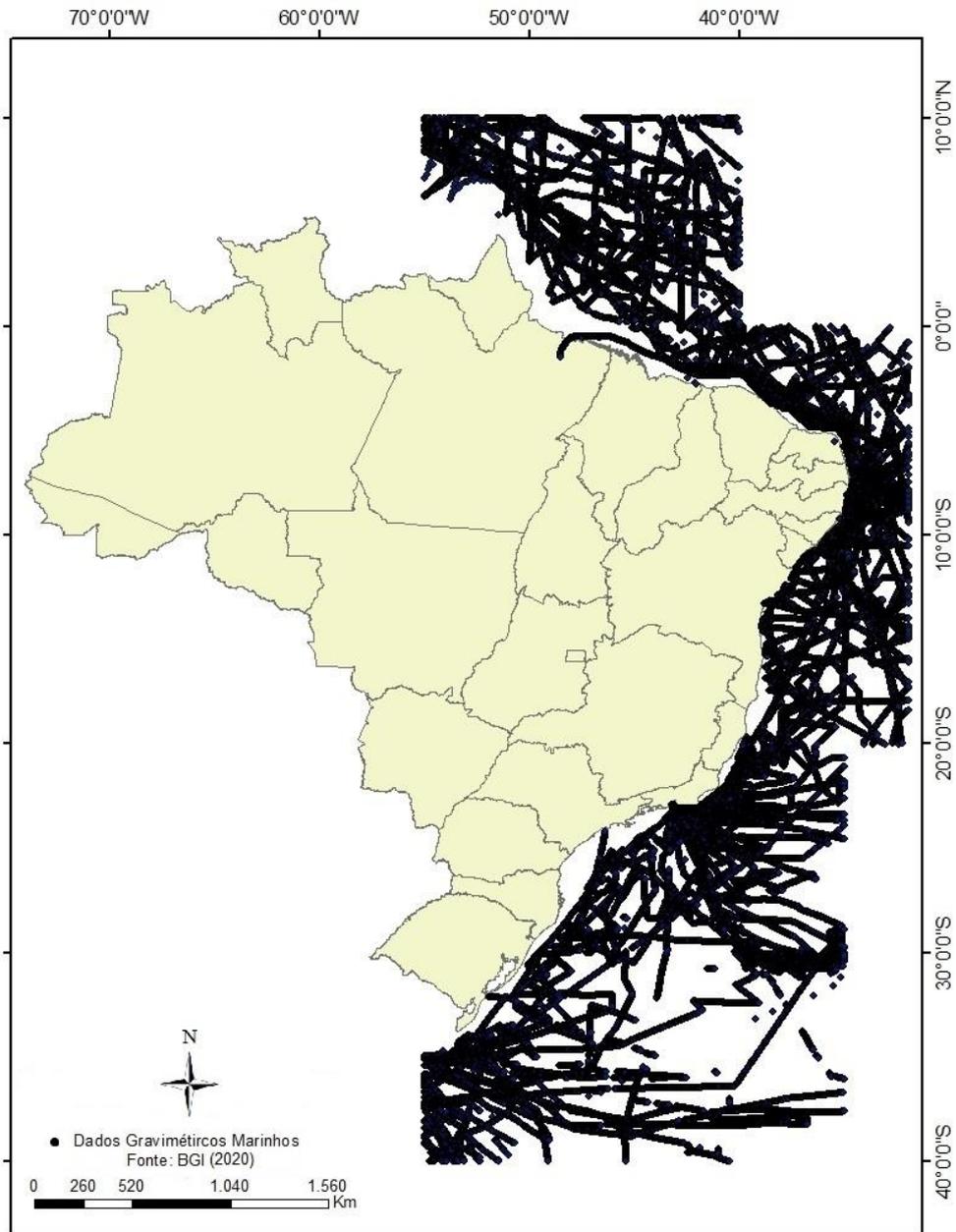
$$E = 14,585v \cos\phi \operatorname{sen}\alpha + 0,015696v^2 \quad (25)$$

onde  $v$  é a velocidade do navio em m/s,  $\phi$  é a latitude do ponto de mensuração e  $\alpha$  é o azimute do navio no ponto de mensuração.

Por sua vez, as variações de aceleração dos navios foram solucionadas mais tarde. Em 1965, o primeiro gravímetro com plataforma estabilizadora foi comercializado. Por volta de 1970 foram encontradas maneiras de reduzir a influência das acelerações produzidas pela locomoção dos sistemas de medição, o que foi efetivado com a utilização dos sinais do Sistema de Posicionamento Global (*Global Positioning System* – GPS) no ano de 1980 (CORRÊA E CASTRO JÚNIOR et al., 2018). Apesar dessa evolução tecnológica, a maioria dos dados gravimétricos marinhos disponíveis foram mensurados nas décadas de 60, 70 e 80.

Os dados de levantamento gravimétrico marinhos no oceano Atlântico Sul e de todos os oceanos podem ser adquiridos no site do *Bureau Gravimétrique International* (BGI). Os dados fornecidos pelo BGI estão apresentados na Figura 15.

Figura 15 - Dados gravimétricos marinhos do BGI.



Fonte: A autora.

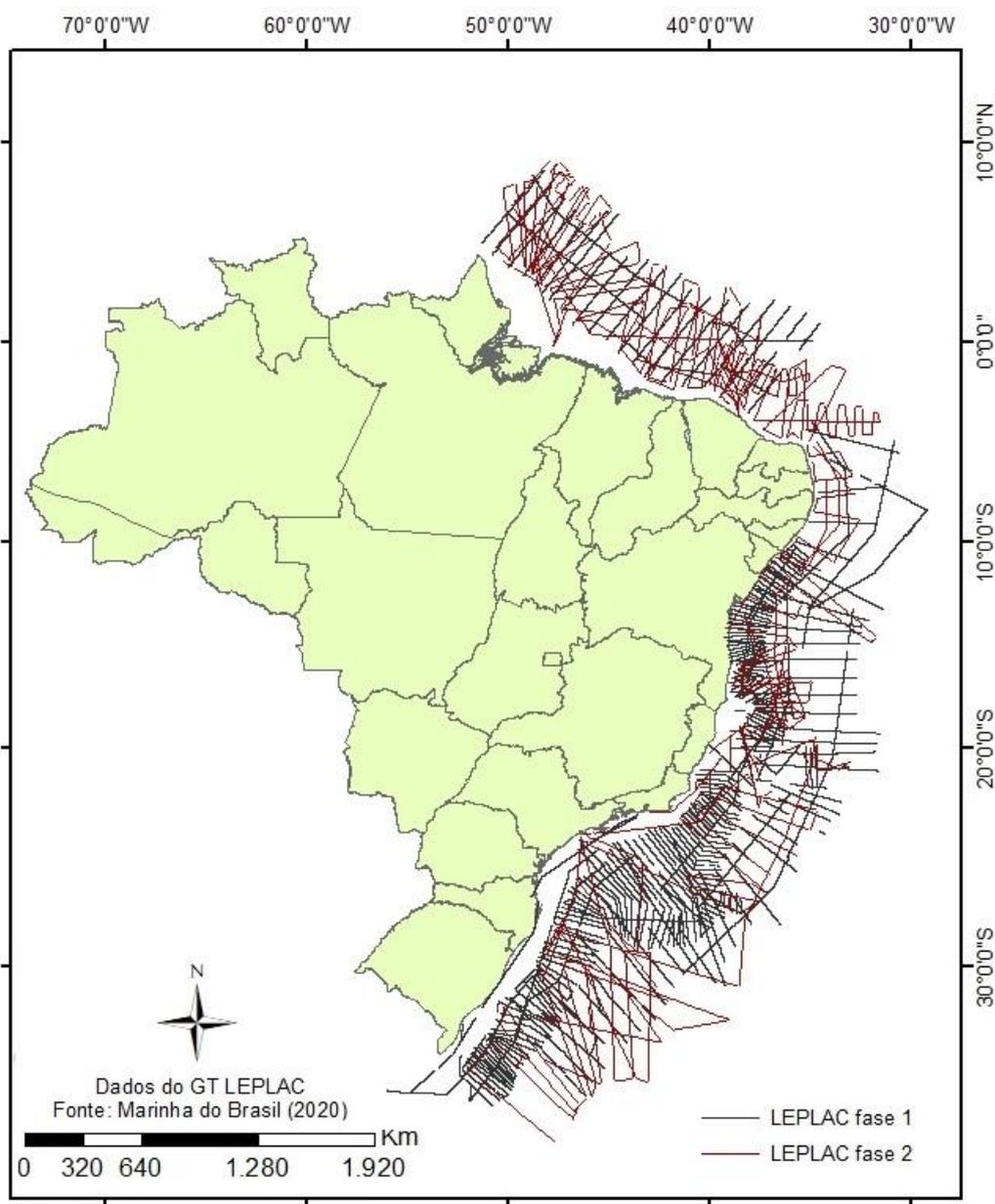
O arquivo de dados fornecido pelo BGI vem com informações de latitude, longitude, altitude do navio em relação ao fundo mar, gravidade observada e anomalias de gravidade ar livre e Bouguer. Essas informações de anomalias de gravidade são calculadas sobre o geóide, portanto, não levam em consideração dados de batimetria. O BGI fornece também um documento com a informação de cada trilha de levantamento, como data de levantamento,

responsáveis, números de pontos, grade da localidade de levantamento e título da trilha levantada.

Outra fonte de dados gravimétricos levantados a bordo de navios no oceano Atlântico Sul para a zona costeira brasileira é a Marinha do Brasil. São dados obtidos pelo Grupo de Trabalho para Acompanhamento da Proposta do Limite Exterior da Plataforma Continental Brasileira (GT LEPLAC) que foi instituído pela portaria Nº 330/MB, de 15 de dezembro de 2005. O mesmo foi criado para acompanhar a evolução do processo de análise da proposta de Limite Exterior da Plataforma Continental Brasileira, até que o referido limite (além de 200 milhas correspondente à aproximadamente 322 km) seja estabelecido pelo Brasil com base nas recomendações da Comissão de Limites da Plataforma Continental (CLPC), conforme previsto no § 8 do art. 76 da Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM) (MINISTÉRIO DA DEFESA, 2005; MOHRIAK e TORRES, 2017).

A primeira etapa de levantamentos (LEPLAC fase 1) produziu mais de 92 mil quilômetros de perfis gravimétricos, essa etapa foi realizada entre os anos de 1987 e 1996, ao longo da margem continental até uma distância do litoral de aproximadamente 350 milhas (aproximadamente 563 km). Posteriormente, foi realizado um novo levantamento (LEPLAC fase 2) que contou com mais de 81 mil quilômetros de perfis gravimétricos (MARINHA DO BRASIL, 2020). Os dados que são da Marinha contém a trilha de medição, a posição em coordenadas geodésicas e UTM, além das anomalias ar livre e Bouguer. A Figura 16 mostra os dados gravimétricos marinhos do Grupo de Trabalho LEPLAC, provenientes tanto da fase 1 como da fase 2.

Figura 16 - Dados gravimétricos marinhos do GT LEPLAC.



Fonte: A autora.

Por sua vez, os dados de gravidade marinha da ANP são classificados como dados não sísmicos. Estes dados não sísmicos são definidos como dados provenientes de tecnologias geofísicas distintas do método sísmico, por exemplo, gravimetria, magnetometria, gamaespectrometria (ANP, 2021).

Nos dados de gravimetria marinha disponibilizados pela ANP são aplicadas as correções Eötvös e também correção da latitude, que por sua vez, é uma correção aplicada devida à variação sofrida pela gravidade de acordo com a latitude, que é influenciada pela força centrífuga causada pelo efeito de

rotação da Terra e distribuição irregular de massa no planeta. O arquivo de dados contém informações de trilha, identificador, coordenadas de posição geodésicas e UTM, batimetria, gravidade observada, anomalias free air e Bouguer e correção do terreno. Os dados são solicitados de acordo com a região de estudo.

Os dados gravimétricos marinhos são envolvidos em erros significativos nos cruzamentos entre as trilhas, que são causados por problemas instrumentais, por metodologia de aquisição, pelo processamento dos dados após sua aquisição; além de erros inerentes à altitude provocada pela variação dos navios devido a superfície do mar. Uma saída para eliminar erros grosseiros é analisando, em cada cruzeiro, valores pontuais, tendo como base valores de pontos próximos, fixando uma distância máxima permitida. Eliminados estes erros grosseiros, o próximo passo é eliminar os erros nos cruzamentos de trilhas.

Os erros no cruzamento de trilhas realizadas por um mesmo cruzeiro (diferença de valores da aceleração de gravidade no ponto onde as trilhas se interceptam) são chamados de diferença de cruzamento interna (dci). Correspondem a diferenças que podem chegar a dezenas de mGal, o que pode provocar a interpretação de feições que não existem na realidade. Por sua vez, os erros no cruzamento de trilhas por cruzeiros diferentes são chamados de diferença de cruzamento externa (dce), e, podem chegar a valores maiores do que as dci.

Os principais motivos para as dci são atribuídos à sensibilidade do equipamento de medição e seu nivelamento durante a coleta dos dados; deriva instrumental; ao equacionamento de problemas ligados ao posicionamento dos navios, o que pode levar a uma correção Eötvös inadequada; e a falta de estações de referência para abertura e fechamento das linhas (WESSEL, 1988). Mas como destaca Paolo e Molina (2009), estes dados são passíveis de ajustamento.

A falta de estações de referência para abertura e fechamento das linhas, corresponde ao fato de que muitas das vezes o levantamento não é iniciado em um ponto com gravidade conhecida, mas sim em uma gravidade média para o trecho de levantamento, como é o caso dos dados do BGI. Portanto, faz-se necessário dar uma atenção especial ao tratamento dos dados, tanto

para eliminar *outliers* gerados por essa suposição e a outros fatores passíveis de erros citados nos parágrafos anteriores.

Isso dificulta a utilização destes dados, uma vez que neles estão embutidos referenciais e épocas diferentes, com diferentes correções e/ou reduções além de possuírem diversas resoluções espaciais. Porém, apesar desta problemática, os dados de gravidade marinha são importantes, pois permitem uma predição mais adequada das áreas costeiras bem como um aumento da resolução espectral uma vez que os modelos de anomalia de gravidade derivados de altimetria por radar a bordo de satélites apresentam perdas de resolução em áreas costeiras (PALMEIRO et al., 2013).

### ***3.3.3. International Terrestrial Gravity Reference System (ITGRS) and International Terrestrial Gravity Reference Frame (ITGRF)***

O *International Gravity Standardization Net 1971* (IGSN71) é, ainda, o atual sistema de referência de gravidade para todo o globo, porém é um sistema que não consegue acompanhar os requisitos e a precisão que os gravímetros absolutos modernos fornecem, provocando a necessidade de criação de um sistema estável a longo prazo e que acompanhe as mudanças temporais sofridas pelas observações devido ao deslocamento e mudanças estruturais da Terra (DREWES et al., 2016). Este fato impulsionou a adoção do IGRS.

O ITGRS foi adotado na assembleia da IUGG, ocorreu em Praga no ano de 2015, este sistema é tratado na resolução N° 2 da IAG (DREWES et al., 2016). Foi estabelecido visando a implantação de um sistema de referência de gravidade moderno, preciso, homogêneo e estável ao longo do tempo. Este sistema ainda não foi realizado, mas já estão estabelecidas as diretrizes para a sua realização (ITGRF).

Wziontek et al. (2021) destacam os parâmetros que devem ser aplicados nas estações que comporão o IGRF, eles estão brevemente descritos nos tópicos a seguir:

- O ITGRF deverá possuir estações com medições gravimétricas absolutas distribuídas no globo terrestre de forma homogênea,

com precisão ao nível do microgal (DREWES et al., 2016), para tais medições os gravímetros deverão ser aferidos seguindo modelos que realizam a correção do atraso de propagação da luz;

- Correções temporais da gravidade adotadas por convenções;
- Correções das marés terrestres, e, se não houver modelo de maré disponíveis para correção, deverá ser realizado a correção do efeito de carga oceânica;
- Correção do movimento do polo;
- Correções atmosféricas a partir do cálculo dos efeitos de gravitação direta das mudanças da massa de ar e o efeito indireto da deformação da Terra sólida;
- Correções hidrológicas de armazenamento de água; e,
- Correção da altura instrumental efetiva.

Para um aprofundamento maior, no quesito de formulações e entendimento de cada correção que deve ser aplicada, recomenda-se a leitura de Wziontek et al. (2021).

Outro ponto que cabe destacar ainda é que as estações que comporão a rede deverão possuir localização referenciada ao ITRF e altitude no IHRF; e, depois de consolidadas deverão substituir a rede IGSN71 (DREWES et al., 2016).

### **3.4. Satélites Altimétricos**

A altimetria por satélite foi desenvolvida para medir a forma da Terra. Trata-se de uma técnica que facilita a realização de medidas em oceanos, gelo, rios e lagos, o que é difícil e oneroso se feito por meio terrestre. Inicialmente esta técnica foi desenvolvida com o objetivo de monitorar os oceanos, entretanto a grande quantidade de dados gerados para áreas continentais viabilizou a realização de estudos relativos à variação espacial e temporal do volume de água em rios e lagos (PEREIRA et al., 2017).

As primeiras missões com utilização de radares na obtenção de informações geodésicas e oceanográficas surgiram na década de 1970, com o

lançamento dos satélites SKYLAB, GEOS-3 e SEASAT, mas ganhou uma evolução significativa nos anos de 1980 e 1990 quando houve o lançamento das missões Geosat, ERS-1, TOPEX/Poseidon e ERS-2 pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e o *Centre National d'Études Spatiales* (CNES) (SMITH e SANDWELL, 1997). Nos dias atuais, estão ainda em funcionamento os radares GFO, ENVISAT, Jason 2 e Jason 3.

O uso de um radar em órbita permite medir com precisão a topografia dos oceanos, que é aproximadamente uma superfície equipotencial (SANDWELL et al., 2014). Estas medições são realizadas por radares que são acoplados nos satélites. O termo radar significa *RAdio Detection And Ranging* e, de forma simplificada, é um sistema que emite ondas de rádio, o qual é composto por um gerador de pulsos eletromagnéticos, uma antena transmissora destes pulsos, um gravador e uma antena receptora ou então um transponder (*transmitting responder*) que recebe o sinal refletido pelo objeto que está sendo monitorado (SMITH e SANDWELL, 1997; PEREIRA et al., 2017). Assim, o radar emite um pulso na direção da superfície, e, após interagir com o alvo, a parte refletida na direção do satélite é registrada.

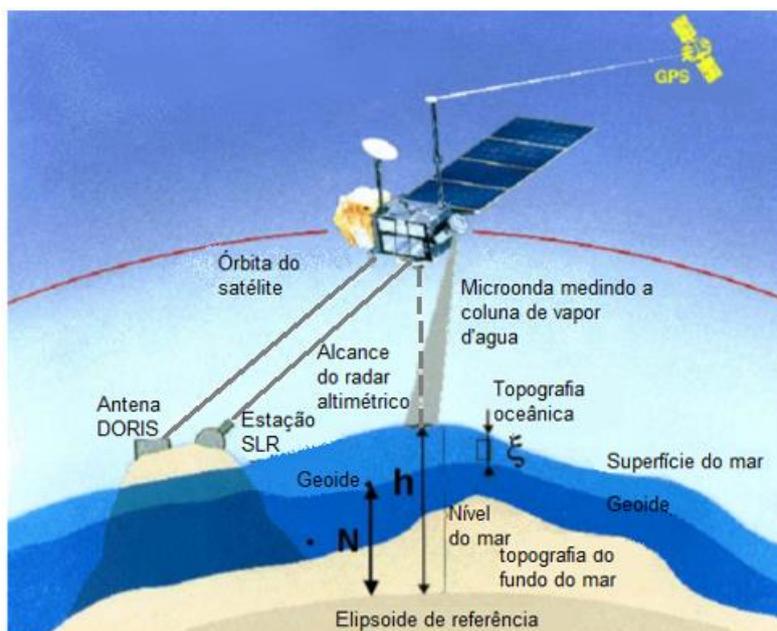
Os dados derivados da altimetria por radar a bordo de satélite apresentam aplicações em diversas áreas como a dinâmica dos oceanos, a variação do nível dos mares em larga escala, a construção de séries históricas, os estudos de fenômenos naturais globais (Pereira et al., 2017) e, também, pode ser aplicado na Geodésia e na Geofísica devido aos produtos de anomalias de gravidade gerados nos levantamentos. A relação entre a altitude e as anomalias de gravidade ( $\Delta g$ ) derivadas por radar a bordo de satélites altimétricos está expresso na Equação 26 (ANDERSEN et al., 2008):

$$\Delta g = -\gamma \frac{\partial N}{\partial r} - 2\gamma \frac{N}{r} \quad (26)$$

onde  $r$  é o alcance do satélite (distância) e  $N$  a ondulação geoidal, cuja qual se trata da medida, ao longo da vertical, entre o geoide e o elipsoide de referência.

A Figura 17 mostra a relação entre as superfícies que estão envolvidas no levantamento dos satélites altimétricos.

Figura 17 - Levantamento por radar em satélite altimétrico.

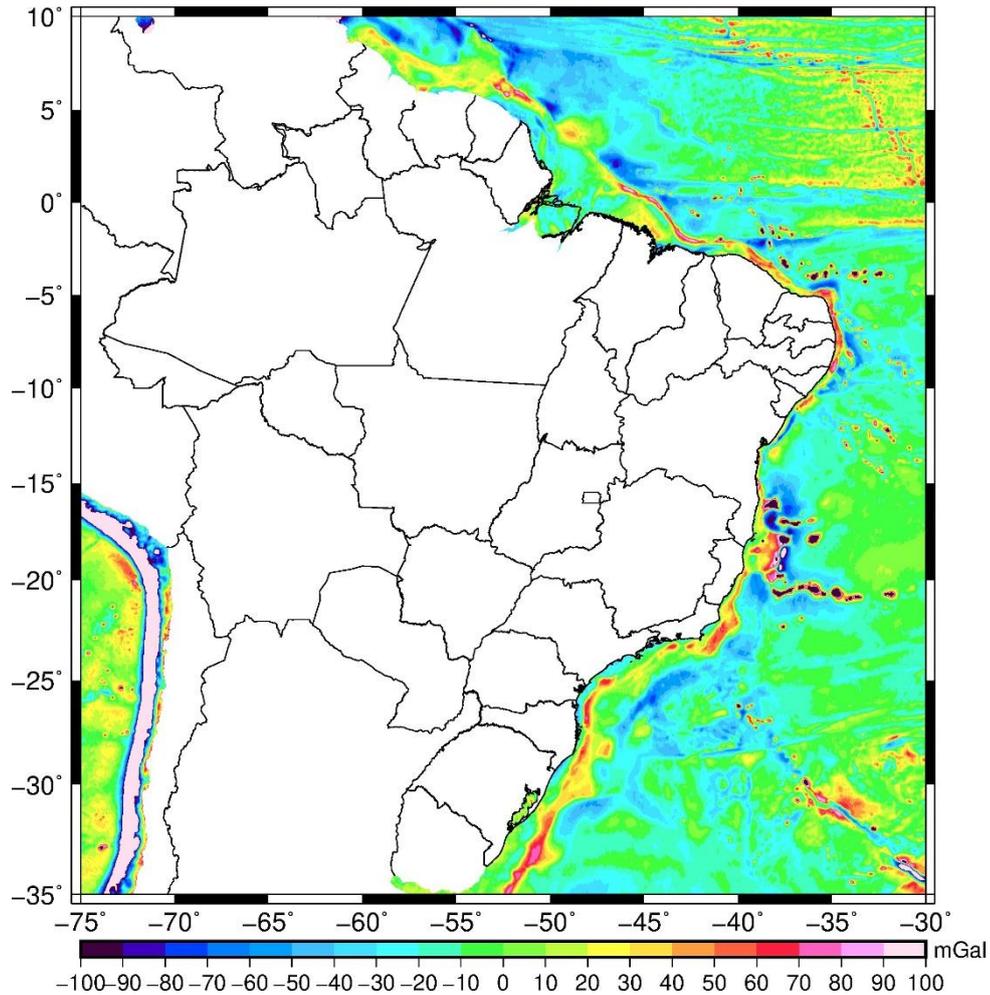


Fonte: Adaptado de Andersen et al. (2008).

Há vários modelos gravimétricos derivados por radar a bordo de satélites altimétricos, um exemplo é o *Danish National Space Center 2008* (DNSC08) (ANDERSEN e KNUDSEN, 2009). Os dados de gravimetria levantados por satélites altimétricos podem ser encontrados, por exemplo, no site do DNSC (DNSC, 2018).

O GRAV31.1 é uma atualização do modelo GRAV24.1 que foi derivado de dados dos satélites Cryo-Sat-2 e Jason-1 que contribuíram com mais de 70 meses de dados, atingindo uma precisão global de aproximadamente 2mGal (SANDWELL et al., 2014). A sua concepção tem como elipsoide de referência o GRS80. Os dados do modelo GRAV31.1 podem ser encontrados em UCDS (2021). A Figura 18 mostra as anomalias de gravidade ar livre do modelo GRAV31.1 para a região brasileira.

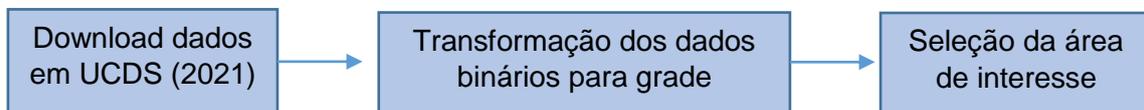
Figura 18 - Anomalias de gravidade ar livre do modelo GRAV31.1



Fonte: A autora.

A obtenção dos dados do modelo GRAV31.1 (SANDWELL et al., 2021) é realizada em três etapas, as quais estão representadas no Fluxograma 1.

Fluxograma 1 – Obtenção dos dados do modelo GRAV\_30.1



Fonte: A autora.

A primeira etapa é o acesso ao sitio onde os dados estão hospedados. Tais dados são fornecidos em um arquivo de extensão .nc, ou seja, um arquivo com dados binários, sendo assim, é necessário a sua transformação para dados em grade. Essa transformação corresponde à segunda etapa do

fluxograma e pode ser realizada por meio de um comando do *Generic Mapping Tools* (GMT).

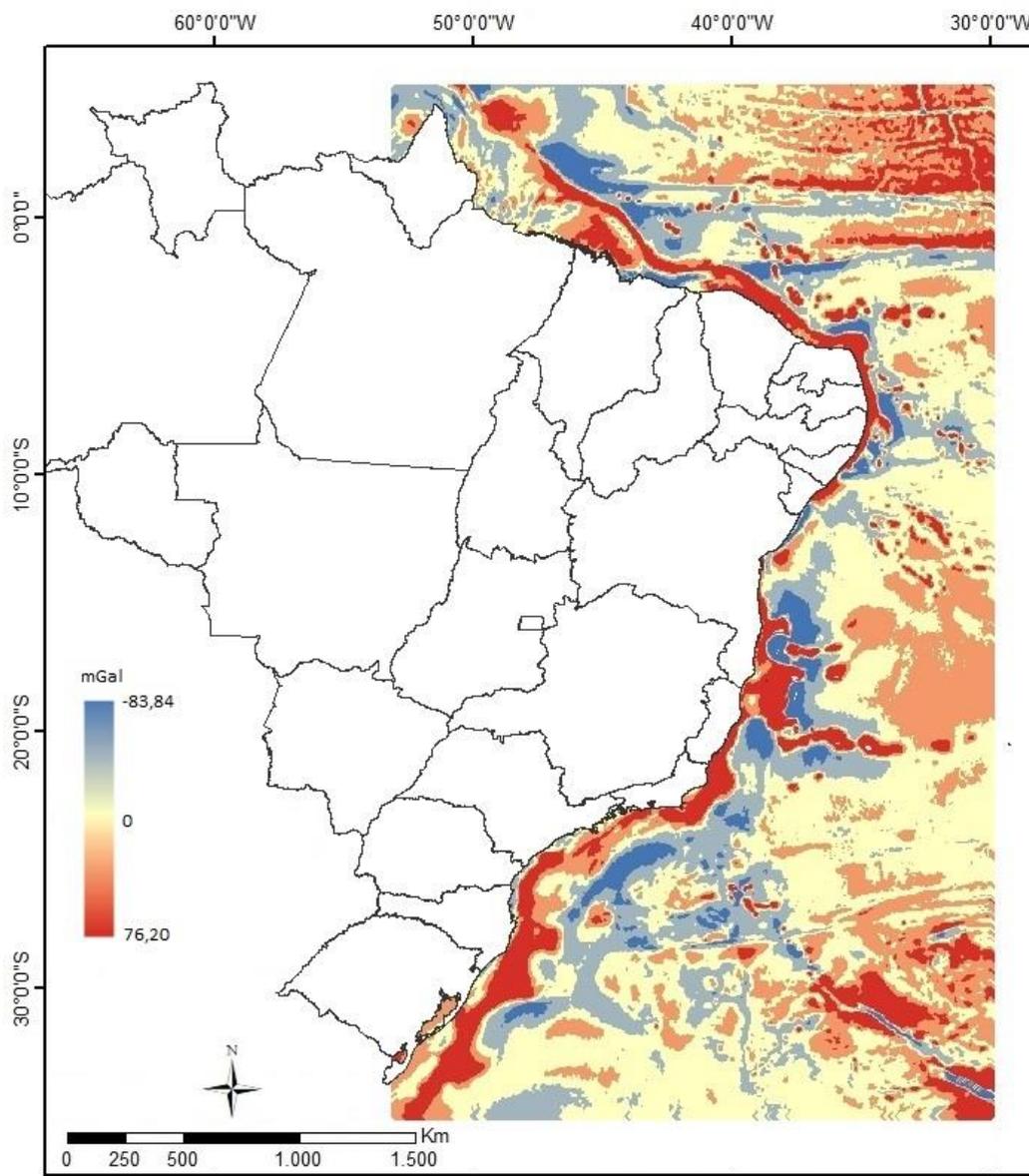
O GMT é um conjunto de ferramentas usadas para processar dados, gerar ilustrações com qualidade, automatizar trabalhos e produzir animações, que podem ser aplicadas à dados terrestres, oceânicos, planetários, entre outros (GMT, 2021).

O arquivo em grade que é gerado contém dados de todo o planeta, portanto, é um arquivo com grande extensão. Para o seu manuseio recomenda-se o recorte dos dados para a área de interesse, como por exemplo a Figura 18, onde foram selecionados os dados para a região brasileira.

Por sua vez o *Danmarks Tekniske Universitet 2017* (DTU17) (ANDERSEN; KNUDSEN, 2020) é um modelo de anomalias de gravidade ar livre, lançado no ano de 2018, que foi gerado a partir de 7 anos de dados do satélite Cryosat-2, 1 ano de dados do satélite Jason-1 e 1 ano de dados do satélite Saral/Altika, que foi um satélite que começou a realizar mensurações a partir de 2016 (ANDERSEN, 2018).

O DTU *Space* fornece vários outros modelos globais do campo de gravidade, além de modelos Globais de Batimetria (DTU *Batimetry*), Modelos Globais de Marés Oceânicas (DTU *Global Ocean Tide Model*), Modelos da Topografia Dinâmica do Mar (DTU *Mean Dynamic Topography*) e Modelos Globais da Superfície Média do Mar (DTU *Ocean wide Mean Sea Surface*). Fornece também estimativas do nível do mar e dados do nível do mar Ártico. Estes produtos podem ser encontrados em DTU (2021). Também é possível obter os erros associados aos modelos. A Figura 19 apresenta as anomalias de gravidade ar livre do modelo DTU17.

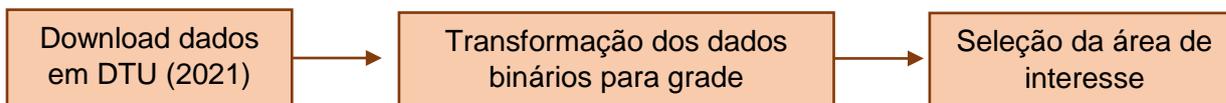
Figura 19 – Anomalias de gravidade ar livre do modelo global DTU17



Fonte: A autora.

A obtenção dos dados do modelo DTU17 (ANDERSEN; KNUDSEN, 2020) é realizada em três etapas, as quais estão representadas no Fluxograma 2.

Fluxograma 2 – Obtenção dos dados do modelo DTU17.



Fonte: A autora.

As etapas do Fluxograma 2 são as mesmas descritas para o Fluxograma 1, por isso não foram descritas.

### **3.5. Modelo Global do Geopotencial (MGG)**

Assim como as outras formas de obtenção de valores de aceleração de gravidade, os MGGs tiveram seu desenvolvimento impulsionado com o desenvolvimento do sistema GPS e também do GNSS, isso porque o desenvolvimento de tecnologias de posicionamento mais precisas levaram a necessidade de obtenção de modelos globais adequados e consistentes para um mapeamento mais fidedigno da forma da Terra, como, por exemplo, para a determinação de um geoide mais acurado e preciso para aplicações nas áreas de mapeamento e engenharia. Isso impulsionou também o surgimento de novas técnicas para obtenção de informações do campo da gravidade a partir de missões satelitais (NICACIO e DALAZOANA, 2017).

No geral, os MGGs consistem em um conjunto de valores numéricos para certos parâmetros, as estatísticas dos erros associados a esses parâmetros e uma coleção de expressões matemáticas, valores numéricos e algoritmos particulares (SANSÒ e SIDERIS, 2013). Nicacio e Dalazoana (2018) relatam que os dados dos MGGs possibilitam ao usuário a realização do cálculo dos valores numéricos de grandezas relacionadas ao potencial da gravidade e também o cálculo da propagação de erros, e, estes cálculos são passíveis de serem realizados em qualquer ponto localizado acima da superfície terrestre.

O primeiro modelo global gravitacional para a Terra foi desenvolvido entre os séculos XVII e XIX, e se trata do modelo da Terra normal (RAPP, 1998). O modelo da Terra normal possui variações gravimétricas na superfície do elipsoide e os valores de aceleração variam de acordo com a latitude (valores que podem ser calculados por meio da equação (15)). Posteriormente, se tem registros de que em 1937 Dobovskii realizou as duas primeiras expansões da anomalia da gravidade atingindo o grau 6. Zhongolovich, em 1952 desenvolveu anomalias estimadas a partir de 26.000 pontos de medição até grau 8 em um grid de  $10^\circ \times 10^\circ$ . Uotila, em 1962, descreveu a análise de

um grid de anomalias de  $1^\circ \times 1^\circ$  desenvolvidas até grau 4 utilizando ajustamento pelo método dos mínimos quadrados (RAPP, 1998).

Mas como dito anteriormente, os MGGs ganharam destaque com o desenvolvimento da era espacial por volta de 1970. O primeiro satélite de estudos geodinâmicos da Terra e que deu início a era dos satélites gravitacionais lançado foi o *LAsEr GEOdynamics Satellite* (LAGEOS) (NASA, 1976), desenvolvido pela NASA. Ele teve um segundo satélite lançado, o LAGEOS-2, o qual foi fabricado pela Agência Espacial Italiana e lançado em 1992 (CORRÊA E CASTRO JÚNIOR et al. 2018).

Já nos anos 2000, começaram o lançamento das novas missões gravimétricas que foi considerado pela comunidade científica como sendo o marco fundamental, isso porque as missões espaciais de baixa órbita, *CHALLENGING Minisatellite Payload* (CHAMP) (REIGBER et al., 1996), *Gravity Recovery and Climate Experiment* (GRACE) (GRACE, 1998) e *Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer* (GOCE) (ESA, 2006), proporcionaram uma melhoria na acurácia dos modelos.

A missão CHAMP foi uma missão de origem alemã para pesquisa atmosférica e geocientífica, e teve como objetivo o reconhecimento do campo de gravidade da Terra e do campo magnético, bem como investigações do campo elétrico, lançado em julho de 2000, a missão esteve em órbita a uma altitude inicial de 454 km. Visando a realização de estudos mais detalhados sobre o campo de gravidade, a altitude do satélite foi decrescendo chegando a atingir 300 km (GFZ, 2019).

Com poucos meses de observação, a missão CHAMP proporcionou a criação de um MGG quatro vezes mais preciso do que os anteriores. Isso foi possível pois foi a primeira vez que um satélite tinha a bordo um receptor GPS que possibilitava monitorar as perturbações sofridas pela órbita do satélite.

Já a missão GRACE foi lançada em 2002 pela NASA e o Centro Aeroespacial Alemão (*Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt* - DLR) da Alemanha. Era composta por dois satélites gêmeos numa órbita de aproximadamente 500 km de altitude. Além do seu intuito de estudar as variações do campo gravitacional da Terra, ela também foi responsável por avaliar a influência da atmosfera nos sinais GPS.

A grande revolução provocada pela missão GRACE foi o fato de que os dois satélites que orbitavam simultaneamente, cerca de 220 km de distância entre eles, possibilitavam obter dados a partir das variações de velocidade, por meio da mensuração da distância entre os satélites e, conseqüentemente, de aceleração. O primeiro MGG proporcionado pela missão já apresentava uma melhoria de cerca de 10 a 50 vezes mais do que seus antecessores (CORRÊA E CASTRO JÚNIOR et al., 2018).

Em maio de 2018 foi lançado o segundo par de satélites da missão GRACE, o GRACE-FO (*Follow-On*). Também separados por 220 km de distância, estes satélites tem como intuito rastrear o movimento da água da Terra para monitorar as mudanças no armazenamento de água subterrânea, o monitoramento de quantidade de água em grandes lagos e rios, umidade do solo, gelo e geleiras, e do nível do mar causado pela adição de água ao oceano (JPL, 2017). Os satélites contam com um interferômetro a laser para medição da distância entre os satélites, o que resulta uma melhor exatidão na medição da variação da distância, que conseqüentemente, provoca melhoria nas medições de acelerações da gravidade.

A missão GOCE é a principal responsável pela produção destes modelos geopotenciais. GOCE foi desenvolvido pela Agência Espacial Europeia (*European Space Agency – ESA*), lançado em 2009 e com término de suas operações em 2013. A missão tinha por principais objetivos, medir o campo de gravidade estacionário da Terra com acurácia de 1mGal e modelar o geoide com uma acurácia entre 1 - 2 cm para uma resolução melhor que 100 km (JAMUR et al., 2010; CORRÊA E CASTRO JÚNIOR et al., 2018).

A missão citada utilizava técnicas *Satellite-to-Satellite Tracking* (SST) e de gradiometria. Portanto, a modelagem do campo de gravidade a partir do espaço não era baseada puramente nas perturbações de órbita, porque media do espaço os gradientes de gravidade de forma direta (JAMUR et al., 2010). Esse gradiômetro consistia num conjunto de acelerômetros de três eixos, montados numa estrutura extremamente estável, ele chegava a ser 100 vezes mais sensível que qualquer outro sensor do mesmo tipo já enviado ao espaço.

Assim como suas missões antecessoras (CHAMP e GRACE), GOCE contava com um receptor GPS de dupla frequência que determinava a órbita do satélite e derivava as informações de gravidade a partir dessa órbita (ESA,

2006). O satélite contava com uma altura inicial aproximada de 260 km, que foi reduzida durante o último ano da missão para algo em torno de 235 km.

A Tabela 2 apresenta informações destes satélites e missões citadas nos parágrafos anteriores.

Tabela 2 – Informações dos satélites e missões

Nome	Site Oficial	Fabricante	Lançamento	Conclusão	Fonte
LAGEOS	<a href="https://lageos.gsfc.nasa.gov/">https://lageos.gsfc.nasa.gov/</a>	NASA	04/05/1976	Operando	NASA (2017)
LAGEOS-2	<a href="https://lageos.gsfc.nasa.gov/">https://lageos.gsfc.nasa.gov/</a>	Italian Space Agency	22/10/1992	Operando	NASA (2017)
CHAMP	<a href="https://www.gfz-potsdam.de/champ/">https://www.gfz-potsdam.de/champ/</a>	GFZ-Postdam e NASA	15/06/2000	19/09/2010	GFZ (2019)
GRACE	<a href="https://grace.jpl.nasa.gov/mission/grace/">https://grace.jpl.nasa.gov/mission/grace/</a>	JPL	17/03/2002	10/2017	JPL (2021)
GOCE	<a href="https://www.esa.int/Enabling_Support/Operations/GOCE">https://www.esa.int/Enabling_Support/Operations/GOCE</a>	ESA	17/03/2009	11/11/2013	ESA (2019)
GRACE-FO	<a href="https://grace.jpl.nasa.gov/mission/grace-fo/">https://grace.jpl.nasa.gov/mission/grace-fo/</a>	JPL	22/05/2018	Operando	JPL (2020)

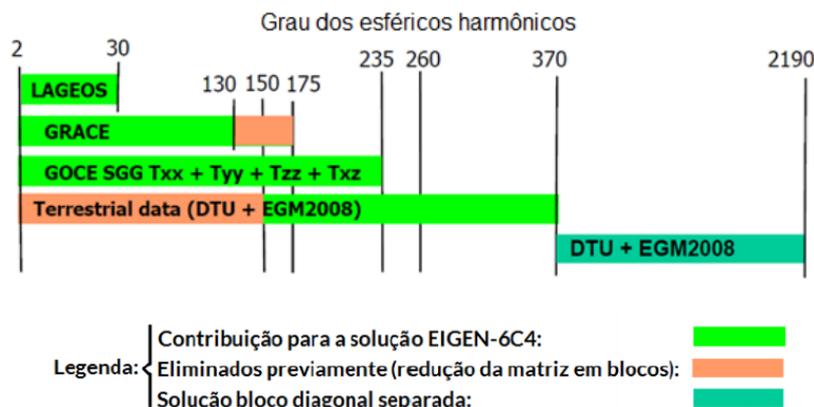
Fonte: A autora.

Por meio de dados destas missões, e, de contribuições de gravimetria terrestre e altimetria, diferentes MGGs foram desenvolvidos, cada um com fontes e conjuntos de dados escolhidos de acordo com o propósito a que se destina.

Em virtude da complexidade de obtenção e manutenção destes modelos, bem como da necessidade de controle e normatização de todas as variáveis relacionadas, tendo em mente o benefício de usuários ao redor do planeta, sua gestão é realizada globalmente pelo Centro Internacional para Modelos Globais Terrestres (*International Centre for Global Earth Models – ICGEM*) (NICACIO; DALAZOANA, 2018). Atualmente, junho de 2022, o ICGEM (ICGEM, 2022) disponibiliza 178 MGGs, cada um desenvolvido em séries de funções harmônicas esféricas até certo grau e ordem, que podem chegar a 2190.

A diferença entre o grau e ordem dos modelos ocorre, pois, cada missão possui uma contribuição específica em termos de coeficientes da função harmônica. O LAGEOS contribui para os baixos graus da função potencial (0 ~ 30) que contribui para modelar o achatamento da Terra. Os dados da missão GRACE contribuem com os graus médios (até 70 ~ 90) e na modelagem da forma da Terra. A missão GOCE detalha o planeta com contribuições de graus mais altos (até 250). Essa contribuição pelas diferentes missões está esquematizada na Figura 20, que representa a composição do modelo EIGEN-6C4 (FÖRSTE et al., 2015), um dos principais modelos já desenvolvidos. Na mesma figura, DTU corresponde a um *grid* global de anomalias de gravidade de 1' (DTU10) (DTU, 2013), enquanto que EGM2008 é um outro MGG (PAVLIS et al., 2008).

Figura 20 - Contribuição em grau e ordem para o modelo EIGEN-6C4.



Fonte: Adaptado de Förste et al. (2015) e NICACIO e DALAZOANA (2018).

Os MGGs completos até grau e ordem 2190 são SGG-UGM-2 (LIANG et al., 2020), XGM2019e\_2159 (ZINGERLE et al., 2020), GECO (GILARDONI et al., 2015), EIGEN-6C4 (FÖRSTE et al., 2015) e EGM2008 (PAVLIS et al., 2012).

### 3.6. Pesquisas que utilizam dados de gravimetria marinha e terrestre e pesquisas atuais no cálculo do geopotencial

Dados da região marinha foram tratados por Leite et al. (1999), no qual apresentam um trabalho que integraram dados de gravimetria convencional

com dados derivados altimetria por satélite na região do Atlântico Sul. Paolo e Molina (2009) também realizaram esta integração para toda a costa brasileira. Ambos apresentam resultados promissores na melhoria da qualidade gravimétrica marinha.

Palmeiro et al. (2013) apresentaram a fusão de dados de gravimetria marinha com dados de gravimetria terrestre e do MGG EGM2008 para a região do Datum Vertical Brasileiro (DVB) de Imbituba. Neste trabalho eles visaram a determinação da relação do DVB com um Sistema Global de Altitudes (SGA) com base na determinação do geóide/quase-geóide na área de estudos, aplicando-se diferentes estratégias para solução do Problema do Valor de Contorno da Geodésia (PVCG) (PALMEIRO et al., 2013). Os procedimentos realizados nos dados de gravimetria marinha para esta fusão foram a realização da compatibilização dos dados com o Sistema Geodésico de Referência 1980 (GRS80), a identificação e parametrização de diferenças acentuadas nos dados, bem como, eliminação de erros grosseiros advindos do levantamento marinho, a qual foi realizada por meio da diferença entre os valores de gravimetria marinha com valores provenientes do modelo de anomalia de gravidade DNSC08, derivado de altimetria por satélites. Foi considerado o conceito *Tide Free* (livre de maré) e o processamento realizado com valores de distúrbios de gravidade. Em seu trabalho, os autores destacam que a diferença de densidade terrestre e marítimas não foram quantificadas, para tal, assumiu-se um único valor utilizando seus próprios termos, para os dois subespaços. Como resultados obtiveram o valor para a Topografia do Nível Médio do Mar (TNMM) de 33 cm, que foi classificada como consistente e de 11,78 cm quando utilizou-se a ondulação geoidal fornecida pelo MAPGEO2010, que foi classificadas como não consistente.

Sánchez e Freitas (2017), por sua vez, realizaram um estudo no qual estimaram, em termos de geopotencial, a discrepância existente entre a realização original do *Datum* vertical do Equador e a superfície de referência estabelecida para o IHR5. Para isto, adotaram a estratégia de utilização da maior quantidade possível de informações disponíveis, aplicando, portanto, dados de MGGs, de Modelos Digitais de Elevação (MDEs), bem como de gravimetria terrestre, aérea, proveniente de satélites altimétricos e marinha. Para a utilização de dados de gravimetria marinha, foi realizada uma filtragem

de erros grosseiros por meio da comparação com o modelo DTU15 (ANDERSEN et al., 2016), oriundo de altimetria por satélite. Também foi realizada uma compatibilização entre os Sistemas Geodésicos de Referência (SGRs). O sistema de maré utilizado foi o *Mean Tide* (conceito médio de marés). Durante o processamento foram aplicados valores de anomalias de gravidade. No seu trabalho, os autores chegaram em soluções de 25 cm e 30 cm com a consideração do termo de ordem zero e de 68 cm e 63 cm com a desconsideração do termo de ordem zero (termo que corresponde à diferença entre a massa real da Terra e a massa do elipsoide de referência).

A área de gravimetria marinha é pouco explorada, mas percebe-se concordância nestes dois trabalhos apresentados acima, durante o processo de adequação dos dados gravimétricos marinhos. Ressalta-se que em ambos estudos foram utilizados modelos de anomalias gravimétricas fornecidos por satélites altimétricos. No entanto, tratam de modelos distintos, além de métodos variados de interpolação e de conceitos de maré. Em nenhum deles foi realizada a distinção dentre as densidades terrestre e marítima, o que resulta no efeito de borda que, por consequência, deteriora os dados. Foram utilizados, também, diferentes tipos de dados de gravidade entre os trabalhos, sendo eles, anomalias e distúrbios de gravidade.

Um outro recente trabalho que reuniu todos os dados na costa brasileira é o de Santana (2020), é um estudo que apresenta contribuições para a integração das componentes verticais terrestre e marinha. No trabalho, o autor trabalhou com dados derivados de altimetria por satélite, de MGGs, Modelos Globais Oceânicos (MGOs) e estações maregráficas. No trabalho é destacado a dificuldade de trabalho em estações costeiras devido à escassez de gravimetria oceânica, à necessidade de levantamentos gravimétricos mais atuais, e poucas quantidades de estações GNSS de monitoramento contínuo e maregráficas, o que dificulta a integração dos dados com os derivados de altimetria por satélite.

Pesquisas recentes (SÁNCHEZ e SIDERIS, 2017; VERGOS e TZIAVOS, 2017; SÁNCHEZ, 2020 e SÁNCHEZ et al., 2021) apresentam o cálculo do potencial de gravidade somente com dados oriundos de missões gravimétricas e também com dados de gravimetria terrestre. Em nenhum destes se aplicou os dados de gravimetria marinha. Destaca-se que na

realização do IHRS no Brasil, a proposta considera duas estações costeiras: CEFT (localizada em Fortaleza - CE) e IMBT (Localizada em Imbituba - SC).

Verifica-se, portanto, que não há uma padronização de metodologia a ser aplicada e nenhuma solução quanto ao efeito causado entre as diferentes densidades. Outro fator de destaque é que a precisão resultante da integração dos dados gravimétricos marinhos e terrestres não atende a necessidade exposta nos dias atuais, que exige alta precisão ( $\pm 1 \mu\text{m}\cdot\text{s}^{-2}$ ) para que possa ser realizada a sua integração com MGGs e assim possibilitar o cálculo do potencial de gravidade.

## 4. Análise de dados de gravimetria marinha: Estudo das Estações Geodésicas próximas ao Litoral Brasileiro no contexto da Infraestrutura Internacional de Referência Altimétrica

Leticia Cristina Ribeiro<sup>1</sup>, Giuliano Sant'Anna Marotta<sup>1</sup>; Gabriel do Nascimento Guimarães<sup>2</sup>

Leticia Cristina Ribeiro (<https://orcid.org/0000-0003-4458-0775>)  
leticiacristinalcr@hotmail.com

<sup>1</sup>Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Distrito Federal, Brasil

<sup>2</sup>Instituto de Geografia, Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, Minas Gerais, Brasil

### Resumo

A busca por um referencial geodésico integrado tem movimentado grande parte da comunidade geodésica afim de proporcionar uma realização consistente e que acompanhe as variações sofridas pela Terra ao longo do tempo. Para atingir tal objetivo é necessário o uso de grandezas medidas sobre a superfície terrestre. A aceleração de gravidade é uma destas grandezas, porém sua mensuração muitas das vezes é dificultada pelas condições naturais, como por exemplo, em áreas oceânicas, onde a mensuração é mais onerosa e de menor qualidade do que na superfície terrestre, provocando assim, a necessidade de tratamento dos dados antes de seu uso. Apesar desse fator, os dados gravimétricos marinhos podem fornecer maior riqueza de detalhes às áreas costeiras que não são proporcionadas por dados satelitais. Sendo assim, este trabalho teve por objetivo desenvolver uma metodologia de análise de dados de gravimetria marinha dispostos ao redor de duas estações, CEFT e IMBT, que farão parte do *International Height Reference Frame* (IHRF). Foram analisados dados gravimétricos marinhos fornecidos pelo BGI, ANP e pela Marinha do Brasil, juntamente com dois modelos gravimétricos globais resultantes de altimetria por satélite, o DTU17 (Andersen e Knudsen 2020) e o GRAV31.1 (Sandwell et al. 2021). Ao todo foram desenvolvidas sete metodologias de análise, dentre as quais seis apresentaram resultados satisfatórios, onde o método de ajuste em área apresentou resultados mais consistentes. Verificou-se também que os dados da Marinha do Brasil não são adequados para a área de estudo.

**Palavras-chaves:** Gravidade. IHRS. Ajustamento de observações. Interpolação.

### 4.1 Introdução

O *Global Geodetic Observing System* (GGOS) foi criado em julho de 2003 pela *International Association of Geodesy* (IAG) (GGOS 2021) com o intuito de integrar as áreas fundamentais da Geodésia, visando a criação de um referencial global geodésico que seja estável ao longo do tempo e que possua uma consistência homogênea (IHDE et al. 2015). A missão deste referencial é produzir dados que permitam o monitoramento dos processos geodinâmicos e das mudanças climáticas da Terra (GGOS 2021). A sua implementação e completa realização inclui coordenadas cartesianas geocêntricas e sua variação ao longo do tempo ( $X, \dot{X}$ ), o potencial do campo de gravidade da Terra e sua variação ao longo do tempo ( $W, \dot{W}$ ), o vetor de gravidade e sua variação ao longo do tempo ( $g, \dot{g}$ ) e altitude física e sua variação ao longo do tempo ( $H, \dot{H}$ ) (Sánchez et al. 2017).

As coordenadas cartesianas geocêntricas, juntamente com sua variação, é uma realidade consolidada por meio do *International Terrestrial Reference Frame* (ITRF). A realização mais recente é o ITRF2020, a qual fornece coordenadas cartesianas e a velocidade de variação das coordenadas ao nível milimétrico. Atualmente, parte dos esforços da comunidade geodésica está concentrado na realização

do *International Height Reference System* (IHRF) que foi definido em 2015, na resolução Nº 1 (veja resolução em Drewes et al., 2016) publicada pela IAG. Esse sistema aborda definições e requisitos necessários para a obtenção do potencial de gravidade ( $W$ ).

O cálculo de ( $W$ ) requer disponibilidade de dados gravimétricos ao redor do ponto (em um raio de 210 km), (Sánchez et al. 2021). Nas estações litorâneas esse fator impulsiona o uso de diferentes fontes de dados para complementar as informações gravimétricas no oceano. Uma dessas fontes que podem ser usadas são os dados gravimetria marinha mensurados a bordo de navios.

Por serem medidas realizadas em movimento, os dados de aceleração de gravidade marinhos muitas das vezes assumem valores que se destoam dos pontos que estão próximos gerando assim a necessidade de análise para verificar se estes valores são *outliers* ou não, necessitando, portanto, de refinamento dos dados antes de aplicá-los. Porém, essa adequação de dados gravimétricos marinhos não é recorrente na comunidade científica e, portanto, não há uma metodologia definida para esta etapa. Em contrapartida, Lequentrec-Lalancette et al. (2016) e Barzaghi et al. (2018) usaram dados de gravimetria marinha no mar Mediterrâneo e,

em ambos trabalhos, foram aplicadas análises estatísticas para eliminar os dados considerados *outliers*.

Sendo assim, considerando que no Brasil há seis estações IHRF previstas na primeira realização, das quais duas (CEFT e IMBT) são litorâneas, e considerando também a necessidade de refinamento dos dados gravimétricos marinhos para seu uso, esta pesquisa teve o intuito de desenvolver uma metodologia de análise de dados de gravimetria marinha ao redor dessas estações (Figura 21).

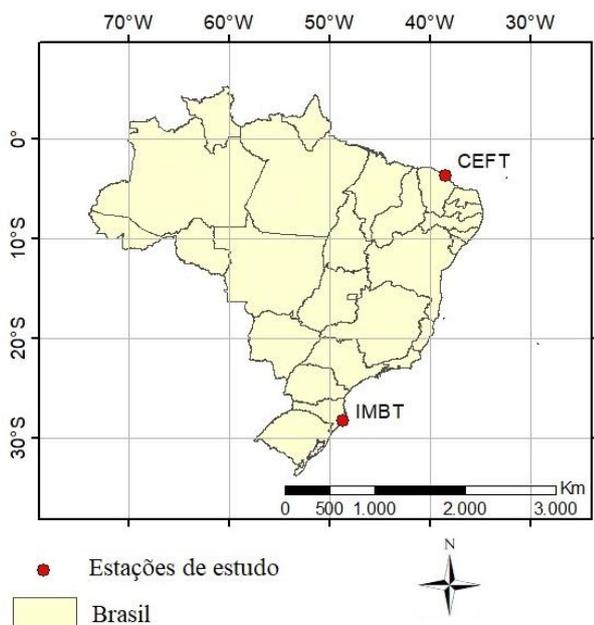


Figura 21 – Localização das estações de estudo.

Como parâmetro para esta análise, foram usados modelos globais de gravidade marinha, que apesar de não fornecerem dados de alta frequência como os medidos em navios, foram adotados nesta pesquisa como referência, devido ao fato de não se ter informações sobre os procedimentos de levantamento e processamento dos dados de gravidade marinha medidos a bordo de navios, tais como: se há um ponto de partida do levantamento, se foram medições realizadas em circuitos fechados ou abertos, se foram aplicadas correções Eötvös, de maré, de deriva, da latitude, ou até mesmo, se forem aplicadas correções, quais foram as formulações utilizadas, e, qual a precisão destas medições. Essa falta de informações pode ser devido ao fato de que não são medidas recentes, a maioria dos dados foram levantados entre as décadas de 60 a 80, portanto, há limitação da tecnologia e, talvez, perda de informações.

Outro fator que levou a adoção dessa metodologia é que, como pode ser visto em Wessel e Watts (1988), Torge (1989), Hunegnaw et al. (2008) e Lequentrec-Lalancette et al. (2016) os dados de gravidade marinha não alcançam alta precisão como a gravimetria terrestre. Segundo os referidos autores as causas variam, desde a plataforma de medição que não é totalmente estabilizada, até erros sistemáticos do instrumento, perda do ponto de gravidade de referência e incertezas

no sistema de navegação que provoca erros nas direções de curso dos navios e afeta a correção Eötvös. Por outro lado, sua utilização é indispensável na tentativa de eliminar ou minimizar o efeito de borda que é aplicado aos modelos globais de gravidade marinha.

#### 4.2 Global Geodetic Reference System (GGRS)

A necessidade de monitoramento, compreensão e representação do planeta Terra, provocada por seu dinamismo, impulsionou a criação de uma infraestrutura de nível global que seja precisa e que monitore as mudanças da Terra. A Geodésia, ciência que acompanha as evoluções tecnológicas, fornece referenciais estáveis e consistentes capazes de proporcionar este controle.

Com base nisso, a Assembleia Geral das Nações Unidas adotou a resolução 69/266 em 26 de fevereiro de 2015 (Tóth 2017) que aborda sobre o *Global Geodetic Reference Frame* (GGRF). Esta infraestrutura corresponde à realização do *Global Geodetic Reference System* (GGRS), que, por sua vez, é um sistema que visa correlacionar áreas da Geodésia, integrando-as em um único sistema de âmbito global.

O GGRS é formado por modelos matemáticos e físicos, teorias e metodologias geodésicas que compreendem as componentes terrestres e celestes.

O GGRF é estabelecido por meio de pontos na superfície física, satélites de baixa órbita e objetos celestes, fornecendo parâmetros que descrevem a geometria e a gravidade ao longo do tempo. O intuito do GGRF é produzir uma rede de pontos terrestres a nível global, com densificações nacionais e regionais de infraestrutura geodésica (Tóth 2017).

São diversas as aplicações do GGRF, como por exemplo, no monitoramento e gerenciamento de desastres naturais, mudanças climáticas e monitoramento do nível do mar, informações geoespaciais, mapeamento e navegação, além de proporcionar, também, benefícios econômicos de acordo com UN-GGIM (2015).

O GGRS/GGRF tem como propósito a compatibilização da infraestrutura global de referência posicional entre diversos segmentos de usuários espalhados pelo globo (IAG 2016). O pleno estabelecimento deste sistema engloba o ITRF, o IHRF e o *International Gravity Reference System and Frame* (IGRS/F) que é um sistema que representa a vertente gravimétrica (Wziontek et al. 2021) e que foi abordado na resolução Nº 2 da IAG (Drewes et al., 2016), a qual designou o grupo de trabalho 2.1.1 para desenvolver um conceito para um sistema de referência de gravidade moderno e preciso.

#### 4.3 International Height Reference System (IHRF)

A posição de objetos no espaço é determinada por coordenadas planimétricas e altimétricas. O ITRS é o sistema responsável pelos parâmetros de determinação das coordenadas planimétricas e de altitude geodésica. A sua mais recente realização o ITRF2020 (Altamimi et al. 2022) proporciona a obtenção de coordenadas e velocidade de variação de precisão a nível de milimétrico.

Diferentemente deste sistema, os sistemas altimétricos não possuem uma superfície de referência única em todo o globo, pelo contrário, cada país possui uma superfície de referência altimétrica diferente (Ihde e Sánchez 2005). Apesar do ITRF fornecer uma componente altimétrica de alta precisão, ela não pode ser usada em determinadas finalidades, uma vez que é uma altitude de caráter puramente geométrico. Em trabalhos que envolvem escoamento de fluidos, por exemplo, é necessário o uso de altitudes físicas, que são altitudes que possuem como referência uma superfície equipotencial do campo de gravidade da Terra.

Visando estabelecer um referencial que atenda às questões do GGRS, na Assembleia Geral da *International Union of Geodesy and Geophysics* (IUGG) realizada em Praga, em 2015, foi publicada a resolução nº 1, da IAG (Drewes et al. 2016), que dispõe sobre o estabelecimento do IHRS.

O IHRS é um sistema que visa unificar a superfície de referência para a determinação da altitude de todo o globo terrestre. De acordo com Sánchez (2020), a implementação do IHRS requer um conjunto global de estações de referência; a determinação de coordenadas precisas, bem como, suas variações ao longo do tempo ( $X, \dot{X}, W, \dot{W}$ ) nas estações de referência; padrões, convenções e procedimentos detalhados de forma a garantir que a realização (IHRF) obedeça estritamente a definição (IHRS); e, uma infraestrutura operacional e organizacional que garanta a manutenção, a continuidade e a disponibilidade do IHRF a longo prazo.

De acordo com o especificado na resolução IAG nº 1 de 2015 cada estação IHRF deve possuir coordenadas  $X, Y$  e  $Z$ , vinculadas a uma realização do ITRF e, a coordenada vertical, após a primeira realização do IHRF deverá ser expressa em termos de potencial de gravidade. Para tanto, é desejável que exista uma distribuição homogênea de estações gravimétricas em um raio de 210 km ao redor das estações IHRF.

A proposta para a primeira realização do IHRF, até o momento, é de aproximadamente 170 estações distribuídas em todo o mundo, das quais 6 delas estão presentes no Brasil nos estados de Fortaleza (CEFT), Mato Grosso (CUIB), Santa Catarina (IMBT), São Paulo (PPTE), Pará (MABA) e outra no Distrito Federal (BRAZ)<sup>5</sup> (Sánchez et al. 2021).

Por outro lado, detalhes sobre a metodologia para a primeira realização do sistema ainda não estão totalmente definidos. O cálculo do valor do potencial em pontos presentes na superfície terrestre ( $W_p$ ) ainda

---

<sup>5</sup> Entre parênteses estão as siglas das estações de acordo com a Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC). Os códigos bem como os relatórios de informação das estações podem ser encontrados em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-sobre-posicionamento-geodesico/rede-geodesica/16258-rede-brasileira-de-monitoramento-contínuo-dos-sistemas-gnss-rbmc.html?=&t=dados-diarios-e-situacao-operacional>.

está em fase de conclusão. Um avanço significativo foi o chamado Experimento Colorado, na qual vários grupos de pesquisas calcularam valores de potencial de gravidade para uma mesma área teste e com os mesmos dados de entrada, utilizando ferramentas computacionais e procedimentos metodológicos distintos (Wang et al. 2021)

Os requisitos básicos necessários para garantir a consistência nos métodos de cálculo do potencial são (Sánchez et al. 2021):

- Correção do termo de ordem zero que deve ser usado na obtenção da constante gravitacional geocêntrica e do valor  $W_0$  convencionado na resolução Nº 1 da IAG (Drewes et al. 2016);
- Alinhamento do centro de massa da Terra com a origem do sistema de coordenadas ITRS/ITRF (sistema no qual serão dadas as coordenadas dos pontos da rede IHRF), por meio da adoção dos coeficientes de primeiro grau assumindo valor zero;
- Restauração dos efeitos atmosféricos, topográficos e elipsoidais, visando corrigir as incertezas causadas pela remoção no Problema de Valor de Contorno da Geodésia (PVCG);
- As observáveis devem estar no sistema livre de maré durante o cálculo do PVCG e serem convertidas posteriormente para o sistema de maré médio.

Outra grande dificuldade na realização do IHRF, que deverá ser tratada futuramente, é a garantia da usabilidade da rede e sua sustentabilidade a longo prazo. Deve-se assegurar, portanto, que o IHRF seja uma infraestrutura dinâmica que acompanhe as mudanças e que os valores de potencial de gravidade das estações estejam atualizados, prevendo realizações que tragam melhoria ao sistema materializado, assim como há com o ITRF.

#### 4.4 Gravimetria marinha

A gravimetria marinha é uma técnica de obtenção do valor de aceleração de gravidade no mar. A mensuração é feita por meio de gravímetros acoplados em navios.

Os dados de aceleração de gravidade marinha são submetidos a erros significativos nos cruzamentos entre as trilhas, que são causados por problemas instrumentais, por metodologia de aquisição, pelo processamento dos dados após sua aquisição; além de erros inerentes à altitude provocada pela variação dos navios (Lequentrec-Lalancette et al. 2016). Uma saída para eliminar erros grosseiros é analisando em cada cruzeiro, valores pontuais com relação aos valores de pontos próximos, fixando uma variação máxima permitida. Eliminados estes erros grosseiros, o próximo passo é eliminar os erros nos cruzamentos de trilhas.

Os erros no cruzamento de trilhas realizadas por um mesmo cruzeiro são chamados de diferenças de cruzamento internas (dci). Correspondem a diferenças que podem chegar a dezenas de mGal, o que pode provocar a interpretação de feições que não existem na realidade. Por sua vez os erros no cruzamento de trilhas por cruzeiros diferentes são de diferenças de cruzamento externa (dce), e, podem chegar a valores

maiores do que as dc1 (Vaníček e Kingdon 2015; Lequentrec-Lalancette et al. 2016)

Os principais motivos para as dc1 são atribuídos à sensibilidade do equipamento de medição e seu nivelamento durante a coleta dos dados; deriva instrumental; ao equacionamento de problemas ligados ao posicionamento dos navios, o que pode levar a uma correção Eötvös inadequada; e a falta de estações de referência para abertura e fechamento das linhas (Wessel e Watts 1988). Por outro lado, os dados são passíveis de ajustamento permitindo assim eliminar, ou minimizar esses erros.

No que se refere aos repositórios e serviços que mantêm e disponibilizam os dados, cabe destacar, a nível global o *Bureau Gravimétrique International* (BGI) que é um serviço pertencente à IAG. Em termos de Brasil, cita-se a Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) e a Marinha do Brasil.

O BGI tem como objetivo recolher, numa base mundial, medições e informações pertinentes sobre o campo de gravidade terrestre, para compilar e armazená-los em um banco de dados computadorizado para posteriormente redistribuí-los a usuários. Sendo assim, os dados do BGI são resultantes de um esforço que reúne várias instituições produtoras de medições de gravidade.

Os dados que o BGI disponibiliza são arquivos com informações de latitude, longitude, altitude, gravidade e anomalias de gravidade ar livre e Bouguer. Essas informações de anomalias de gravidade são calculadas sobre o geoide, portanto, não levam em consideração dados de batimetria.

Além deste arquivo, é fornecido também um arquivo que contém informação do nome da trilha, ano de medição, quantidade de pontos e a fonte de levantamento dos dados e grade da localidade do levantamento.

Outra fonte de dados utilizados nesta pesquisa foi da Marinha do Brasil. Tais dados são obtidos pelo Grupo de Trabalho para Acompanhamento da Proposta do Limite Exterior da Plataforma Continental Brasileira (GT LEPLAC) que foi instituído pela portaria N° 330/MB, de 15 de dezembro de 2005. Foi criado para acompanhar a evolução do processo de análise da proposta de Limite Exterior da Plataforma Continental Brasileira, até que o referido limite (além de 200 milhas) fosse estabelecido pelo Brasil com base nas recomendações da Comissão de Limites da Plataforma Continental (CLPC), conforme previsto no § 8 do art. 76 da Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM) (Mohriak e Torres 2017).

A primeira etapa de levantamentos (LEPLAC fase 1) produziu mais de 92 mil quilômetros de perfis gravimétricos, essa etapa foi realizada entre os anos de 1987 e 1996, ao longo da margem continental até uma distância do litoral de aproximadamente 350 milhas. Posteriormente, com início no ano de 2008, foi realizado um novo levantamento (LEPLAC fase 2) que contou com mais de 81 mil quilômetros de perfis gravimétricos (Marinha do Brasil 2020). Os dados que

são da marinha contém a trilha de medição, a posição em coordenadas geodésicas e UTM, além das anomalias ar livre e Bouguer.

Os dados de gravidade marinha são classificados como dados não sísmicos pela ANP. Estes dados não sísmicos são definidos como dados provenientes de tecnologias geofísicas distintas do método sísmico, por exemplo, gravimetria, magnetometria, gamaespectrometria (ANP 2021).

Nos dados de gravimetria marinha disponibilizados pela ANP são aplicadas as correções Eötvös e também correção da latitude, que por sua vez, é uma correção aplicada devida à variação sofrida pela gravidade de acordo com a latitude, que é influenciada pela força centrífuga causada pelo efeito de rotação da Terra e distribuição irregular de massa no planeta. O arquivo de dados contém informações de trilha, identificador, coordenadas de posição geodésicas e UTM, batimetria, gravidade observada, anomalias ar livre e Bouguer e correção do terreno.

#### 4.5 Satélites Altimétricos

A altimetria por satélite foi desenvolvida para auxiliar nas investigações referentes à definição da forma da Terra. Trata-se de uma técnica que facilita a realização de medidas em oceanos, camadas de gelo, rios e lagos, o que é difícil e oneroso se feito por meio terrestre. Inicialmente, esta técnica foi desenvolvida com o objetivo de monitorar os oceanos, entretanto a grande quantidade de dados gerados para áreas continentais viabilizou a realização de estudos relativos à variação espacial e temporal do volume de água em rios e lagos (Pereira et al. 2017).

O uso de um radar em órbita permite medir com precisão a topografia dos oceanos, que é aproximadamente uma superfície equipotencial (Sandwell et al. 2021). Estas medições são realizadas por radares que são acoplados nos satélites.

Os dados derivados da altimetria por radar a bordo de satélite apresentam aplicações em diversas áreas como a dinâmica dos oceanos, a variação do nível dos mares em larga escala, a construção de séries históricas, os estudos de fenômenos naturais globais (Pereira et al. 2017) e, também, pode ser aplicado na Geodésia e na Geofísica devido aos produtos de anomalias de gravidade gerados nos levantamentos.

Há vários modelos gravimétricos derivados por radar a bordo de satélites altimétricos. Os dados utilizados nesta pesquisa são dados do modelo GRAV31.1 de Sandwell et al. (2021) e do modelo DTU17 (Andersen e Knudsen 2020).

O GRAV31.1 é uma atualização do modelo GRAV\_24.1 que foi derivado de dados dos satélites Cryo-Sat-2 e Jason-1 que contribuíram com mais de 70 meses de dados, atingindo uma precisão global de aproximadamente 2mGal (Sandwell et al. 2021). A sua concepção tem como elipsoide de referência o GRS80. Os dados do modelo GRAV31.1 podem ser encontrados em UCDS (2021).

Por sua vez o DTU17 (Andersen e Knudsen 2020) é um modelo de anomalias de gravidade ar livre gerado

a partir de 7 anos de dados do satélite Cryosat-2, 1 ano de dados do satélite Jason-1 e 1 ano de dados do satélite Saral/Altika, que foi um satélite que começou a realizar mensurações a partir de 2016. A precisão global aproximada destes dados é de 2mGal (Andersen 2018).

O DTU Space fornece vários outros modelos globais do campo de gravidade, além de modelos Globais de Batimetria (*DTU Batimetry*), Modelos Globais de Marés Oceânicas (*DTU Global Ocean Tide Model*), Modelos da Topografia Dinâmica do Mar (*DTU Mean Dynamic Topography*) e Modelos Globais da Superfície Média do Mar (*DTU Ocean wide Mean Sea Surface*). Fornece também estimativas do nível do mar e dados do nível do mar Ártico. Estes produtos podem ser encontrados em DTU (2021). Também é possível obter os erros associados aos modelos.

#### 4.6 Dados utilizados

A metodologia de análise dos dados gravimétricos marinhos foi desenvolvida a partir dos dados que envolvem as duas estações IHRF litorâneas do Brasil. As estações fazem parte da rede SIRGAS-CON que trata-se da densificação do *International GNSS Service* (IGS) na América Latina e Caribe. Foram utilizadas três fontes de dados de gravimetria marinha, BGI (BGI 2020), Marinha do Brasil (Marinha do Brasil 2020) e ANP (ANP 2021) (Figura 22). Todos estes dados foram selecionados de acordo com a grade de trabalho que foi estipulada visando o recobrimento do raio de 210 km ao redor do ponto estudado. A Tabela 3 apresenta a quantidade de pontos disponíveis para as estações de estudo de acordo com a fonte de dados.

Tabela 3 - Quantidade de pontos

	CEFT	IMBT
BGI	5764	2784
Marinha do Brasil	110197	78395
ANP	4637	187170

Os dados BGI utilizados nesta pesquisa, foram levantados entre os anos de 1939 a 1989 e, são das seguintes fontes: *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), *Institute of Geophysics and Planetary Physics*, Projeto NAVOCEANO, *Lamont Doherty Geological Observatory*, *Woods Hole Oceanographic Institution*, *USGS Branch of Pacific Marine Geology*, *Vening-Meinez Laboratory for Geophysics and Geochemistry*, *The Netherlands Geodetic Commission*, *Institute of Oceanographic Sciences*, *Institution IFZ AN SSSR*, *SCRIPPS Institution of Oceanography*, *Institute of Geodesy Buenos Aires*, *Ifremer GEODAS*, *United Kingdom Hydrographic Department*, *USSR Data From B.G.I.* Ao todo foram usadas 19 trilhas para a estação CEFT e 8 trilhas para a estação IMBT.

Já os dados fornecidos pela Marinha do Brasil foram levantados em conjunto pela Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil (DHN), Empresa Brasileira de Petróleo S.A. (PETROBRAS) e Comunidade Científica Brasileira. Ao todo correspondem a um conjunto de 48.570 trilhas ao redor

da estação CEFT e 92.837 trilhas em torno da estação IMBT, considerando as duas fases de levantamento.

Por fim, os dados ANP se distribuem por 5 trilhas na região da estação CEFT e 131 trilhas na estação IMBT.

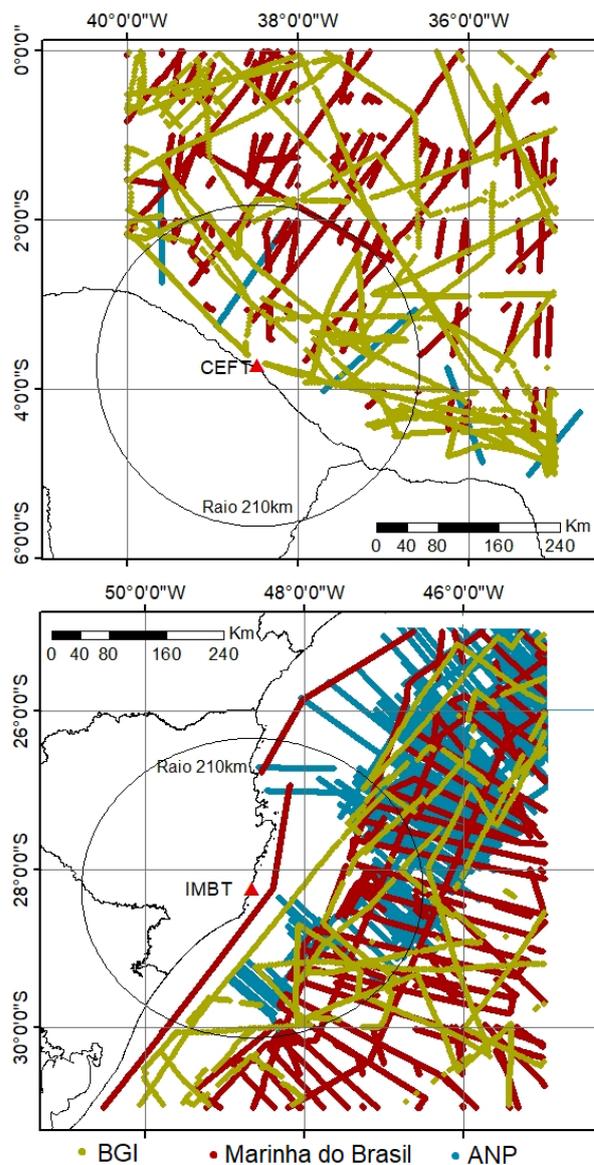


Figura 22 – Dados de gravidade marinha, disponibilizados pelo BGI, Marinha do Brasil e ANP.

Os dados do modelo GRAV31.1 foram disponibilizados pela *University of California San Diego* para a região desejada. Já os dados DTU17 foram fornecidos pelo *National Space Institute at the Technical University of Denmark*. O modelo GRAV31.1 possui dados distribuídos em uma grade regular de 1' x 1', já o modelo DTU17 além da grade de 2' x 2' também disponibiliza uma grade regular de 1' x 1', portanto, nesta pesquisa foi aplicada a grade de 1 arco-minutos para padronizar com os dados do modelo GRAV31.1.

#### 4.7 Processamento dos dados

O foco desta pesquisa foi o tratamento e análise dos dados de gravidade marinha. Para tanto, estes dados foram comparados com dados provenientes de um modelo de gravidade global.

Por causa da diferença na distribuição espacial dos dados, neste processo de comparação foram testados diferentes métodos de interpolação e, por causa da diferença entre referenciais e métodos de obtenção e geração dos dados, foram desenvolvidas rotinas computacionais em linguagem Matlab.

Tais rotinas calculam o ajuste dos dados pelo Método dos Mínimos Quadrados (MMQ), no qual foram aplicados modelos funcionais desenvolvidos de acordo com cada método de análise, e posterior comparação, para detecção e eliminação de *outliers*. Estas comparações são aqui denominadas desvio padrão, área, linear e média. Denker e Roland (2003) também desenvolveram um modelo para estimar o viés de trilhas por um procedimento padrão de ajuste por Mínimos Quadrados e obtiveram resultados satisfatórios, corroborando com o método desenvolvido nesta pesquisa. A Figura 23 esquematiza as etapas de desenvolvimento da pesquisa.

O cálculo da anomalia ar livre foi realizado por meio de rotinas desenvolvidas seguindo a Eq. 27.

$$\Delta g_{AL} = g + C_{At} + C_{AL} - \gamma \quad (27)$$

onde  $\Delta g_{AL}$  corresponde à anomalia de gravidade ar livre,  $g$  à gravidade no ponto,  $C_{At}$  à correção atmosférica (28) (Marotta and Vidotti 2017),  $C_{AL}$  à correção ar livre (29) e  $\gamma$  à gravidade teórica (30).

$$C_{At} = 0,8658 - 9,727 \cdot 10^{-5} \cdot H + 3,482 \cdot 10^{-9} H^2 \quad (38)$$

onde  $H$  é altitude ortométrica. Nesta pesquisa foi adotado  $H = 0$  visando reduzir os cálculos para o geoide. Devido ao fato de não se conhecer as incertezas das medidas de gravidade marinha não é possível obter o erro provocado por esta redução. Também não foram considerados o valor da Topografia do Nível Médio do Mar (TNMM) por esta não ser conhecida para a estação de Fortaleza.

A correção ar livre é dada pelo gradiente da vertical da gravidade ( $\frac{\partial \gamma}{\partial h}$ ). O seu cálculo está descrito pela Eq. 29 (Heiskanen and Moritz 1967).

$$C_{AL} = \frac{\partial \gamma}{\partial h} H = 0,3086 H \quad (29)$$

A gravidade teórica em uma altitude elipsóidica ( $h$ ) do ponto  $P$ , que determinada de forma rigorosa, é calculada pela Eq. 30.

$$\gamma(h) = \gamma - \frac{2\gamma_e}{a}(1 + f + m - 2f \text{sen}^2 \varphi)h + 3 \frac{\gamma_e}{a} h^2 \quad (30)$$

onde  $\gamma$  pode ser obtido via Teorema de Clairaut (31) ou pela fórmula Somigliana (32);  $\gamma_e$  corresponde à gravidade normal no equador;  $a$  o semieixo maior do elipsoide;  $f$  o achatamento do elipsoide;  $m$  é a relação da força centrífuga por unidade de massa pela gravidade normal no equador dada por (33); e  $\varphi$  é a latitude do ponto  $P$ .

$$\gamma = \gamma_e (1 + \beta \text{sen}^2 \varphi + \beta' \text{sen}^2 2\varphi) \quad (31)$$

onde  $\beta$  e  $\beta'$  são coeficientes do campo de gravidade normal adotados em uma assembleia da IAG, realizada em Estocolmo em 1930, e assumem valor de  $\beta = 0,0052884$  e  $\beta' = -0,0000059$  respectivamente (Hofmann-Wellenhof e Moritz 2006).

$$\gamma = \frac{a\gamma_e \cos^2 \varphi + b\gamma_p \text{sen}^2 \varphi}{(a^2 \cos^2 \varphi + b^2 \text{sen}^2 \varphi)^{1/2}} \quad (32)$$

onde  $\gamma_p$  corresponde ao módulo da gravidade normal no polo e  $b$  ao semieixo menor do elipsoide.

$$m = \frac{a\omega^2}{\gamma_e} - \frac{3}{2} m^2 \quad (33)$$

onde  $\omega$  é a magnitude de velocidade de rotação da Terra.

As constantes aplicadas nas formulações anteriores, referentes ao elipsoide GRS80 estão apresentados na Tabela 4 (Moritz 2000).

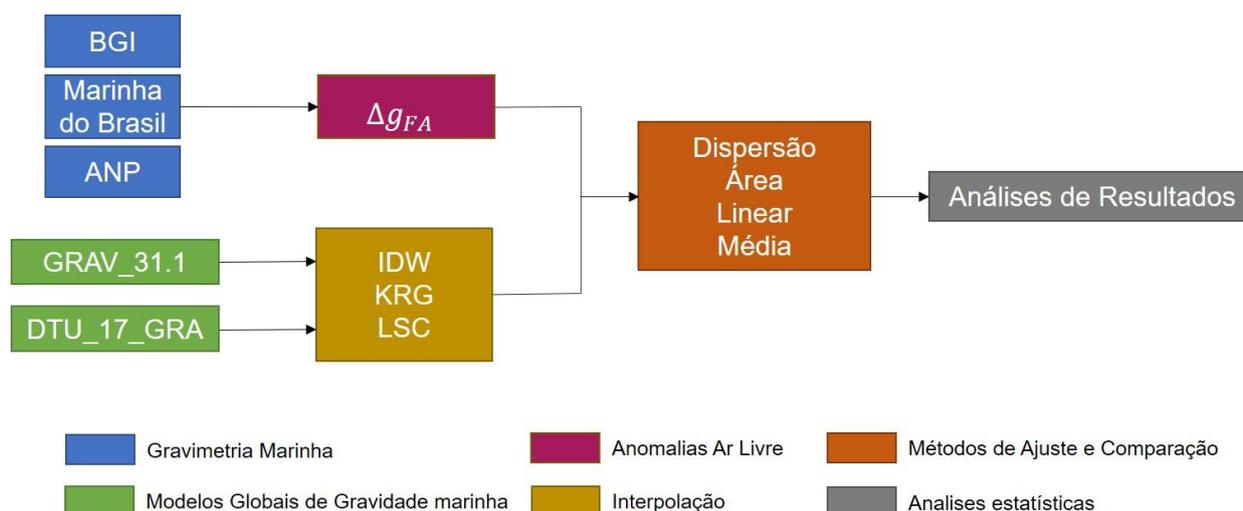


Figura 23 - Etapas de desenvolvimento da pesquisa. Nela, IDW corresponde à sigla *Inverse Distance Weighted*, KRG é a abreviação de Krigagem e LSC é a sigla de *Least Squares Collocation*.  $\Delta g_{AL}$  significa anomalia de gravidade ar livre.

Tabela 4 - Constantes do elipsoide GRS80

Constantes	GRS80
$a$	6.378.137 m
$b$	6.356.752,3141 m
$f$	1:298,257
$\omega$	$7\,292\,115 \times 10^{-11}$ rad/s
$m$	0,003 449 894
$\gamma_e$	978.032.677,15 Gal
$\gamma_p$	983. 218.636,85 Gal

Sabe-se que ao se utilizar  $H = 0$  a Eq. 3 torna-se uma constante e, que, a Eq. 4 assume valor zero, tornando suas aplicações inutilizadas. Porém optou-se por manter tais equações visando esclarecer o porquê que a correção ar livre não foi aplicada e também para que em um processo futuro, em que possa ser necessário a considerar valores para  $H$ , o seu cálculo já esteja implementado.

Como os dados dos modelos globais de gravidade marinha usados foram disponibilizados em grade regular de  $1^\circ \times 1'$ , foi necessário, para ajuste e comparação, obter as informações destes modelos para os valores pontuais de gravidade marinha utilizados nesta pesquisa.

Para isso, foram utilizados três interpoladores para análise dos mesmos e verificação do método de interpolação que apresenta melhor desempenho. Os métodos aplicados foram o Inverse Distance Weighted (IDW), Kriging e Least Squares Collocation (LSC) aplicada por rotinas do pacote GRAVSOFT no qual a função covariância é dada pela Eq. 34. (Forsberg e Tscherning 2008).

$$C = C_0(1 + \alpha s)e^{-\alpha s} \quad (34)$$

onde  $s$  é a distância e  $\alpha$  um parâmetro que determina o comprimento de correlação. A variância  $C_0$  é determinada automaticamente dependendo do comprimento de correlação indicado. Nesta pesquisa foram testados os seguintes valores: 5 km, 10 km, 20 km, 50 km e 100 km. Com isso verificou-se que a

partir de 10 km os valores não alteravam os resultados, o que pode ser explicado pelo fato que este comprimento útil depende do espaçamento dos dados, determinando, portanto, o comprimento de correlação de colocação.

Com o cálculo das anomalias de gravidade ar livre e as interpolações realizadas, foi possível aplicar as metodologias de análise dos dados. No total, foram desenvolvidas quatro metodologias para eliminar os dados discrepantes (*outliers*) e outras três que além de eliminar os *outliers*, fazem a correção da deriva espacial. Nos métodos de comparação são aplicados testes estatísticos, descritos a seguir, para a detecção de *outliers*, porém, o ajuste aos modelos globais, assumidos como referência, não é realizado. Nos métodos chamados de ajuste são aplicados os mesmos cálculos dos métodos de comparação, porém é realizado o ajuste dos dados de gravimetria marinha aos do modelo global, corrigindo assim a deriva espacial. São eles:

- Comparação pela dispersão: este método utiliza como parâmetro pontos contidos a uma distância preestabelecida, que nesta pesquisa foi usada 10km, visto que foi a distância usada no método LSC, e dentro deste raio o método calcula o desvio padrão dos pontos. Tomando este desvio padrão como referência, os valores de anomalia de gravidade superiores ao desvio padrão, utilizando 99,7% de confiança, são eliminados. Em outras palavras, elimina os pontos discrepantes de acordo com o desvio padrão calculado, contidos na distância arbitrada inicialmente. Esta técnica estatística é consolidada, conforme pode ser visto Lehmann (2013).

- Comparação e ajustes pela média: Este método realiza o ajuste de observações por meio do Método dos Mínimos Quadrados (MMQ), seguindo modelo funcional apresentado na Eq. 35. Para isto, foram utilizados os dados de anomalia ar livre dos pontos, considerados dados observados, e do modelo global, considerados dados de referência. Após ajuste, são calculados os resíduos e os desvios padrão dos

resíduos, permitindo o cálculo do Resíduo Padronizado (RP) e aplicação do teste TAU para verificação e eliminação de pontos considerados *outliers*.

$$F(x) = a \quad (35)$$

onde  $a$  corresponde a diferenças entre valores calculados de anomalias de gravidade marinha ( $x$ ) e os valores tomados como referência para cada trilha.

O teste TAU, pelo método de Pope (Pope 1976), corresponde a um teste estatístico que se aplica ao Resíduo Padronizado (RP) para determinar se uma observação possui um valor discrepante. Neste método é calculado um valor RP para cada observação (que na pesquisa corresponde ao resíduo entre a anomalia calculada e a anomalia do modelo global) e comparado com o Tau tabelado (Tau crítico  $\tau_c$ ) determinado pelo grau de liberdade e de confiança. Se o valor do Resíduo Padronizado for maior que Tau tabelado a observação é considerada um *outlier*. O valor de RP é calculado a partir da seguinte equação:

$$RP_i = \frac{v_i}{\sigma_{v_i}} \quad (36)$$

onde,  $V_i$  é o resíduo para a observação  $i$  e  $\sigma_{v_i}$  é o desvio padrão do resíduo para a observação  $i$ .

Neste teste a hipótese nula, é dada por (Pope 1976):

$$H_0: \frac{v_i}{\sigma_{v_i}} < \tau_c \quad (37)$$

Na pesquisa, ao ser aplicado o teste TAU, se o valor da anomalia gravimétrica marinha, após ajuste pelo MMQ, apresentar RP maior que Tau crítico a 95% de confiança, essa anomalia gravimétrica é considerada um *outlier* e, portanto, esse valor é eliminado e um novo ajustamento é realizado.

- Comparação e ajustes em linha: Este método, assim como o anterior, realiza o ajuste de observações por meio do MMQ, agora envolvendo o modelo funcional apresentado em (38), verifica e elimina os pontos considerados *outliers* pelo teste TAU.

$$F(x) = a + b \cdot x \quad (38)$$

onde  $a$  e  $b$  são parâmetros que representam o valor médio das diferenças e a tendência linear, respectivamente, entre valores calculados e os valores tomados como referência para cada trilha.

- Comparação e ajustes em área: este método é similar aos dois últimos métodos apresentados, onde também é aplicado o teste TAU, porém, considera o seguinte modelo funcional (Sansò and Sideris 2013):

$$F(x) = a + b \cdot \cos(lat) \cos(lon) + c \cdot \cos(lat) \sin(lon) + d \cdot \sin(lat) \quad (39)$$

onde  $a$  refere-se ao parâmetro que representa o valor médio das diferenças entre valores calculados e valores tomados como referência;  $b, c, d$  são parâmetros de translação que representam o ajuste em área em relação à latitude e longitude.

O valor calculado corresponde a anomalia de gravidade dos pontos de gravimetria marinha e o valor de referência a anomalia de gravidade extraída do modelo global GRAV31.1 (Sandwell et al. 2021) e do DTU17 (Andersen e Knudsen 2020).

Para validar os resultados foram calculados parâmetros de estatística descritiva e realizada também a análise espacial dos valores gerados.

#### 4.8 Resultados e discussão

Os resultados obtidos na pesquisa estão apresentados nesta seção e estão separados em tópicos de acordo com a fonte de dados, no que tange aos dados de gravimetria marinha.

Para cada fonte de dados foram obtidas as soluções dispostas na Tabela 5.

Tabela 5 - Soluções obtidas no trabalho

Modelo	Método	Interpolação			
DTU17	Comparação	Dispersão	IDW	Kriging	LSC
		Área	IDW	Kriging	LSC
		Linear	IDW	Kriging	LSC
		Média	IDW	Kriging	LSC
	Ajuste	Dispersão	IDW	Kriging	LSC
		Área	IDW	Kriging	LSC
		Linear	IDW	Kriging	LSC
		Média	IDW	Kriging	LSC
GRAV31.1	Comparação	Dispersão	IDW	Kriging	LSC
		Área	IDW	Kriging	LSC
		Linear	IDW	Kriging	LSC
		Média	IDW	Kriging	LSC
	Ajuste	Dispersão	IDW	Kriging	LSC
		Área	IDW	Kriging	LSC
		Linear	IDW	Kriging	LSC
		Média	IDW	Kriging	LSC

##### 4.8.1 Gravimetria marinha fornecida pelo BGI

A análise da adequação dos dados de gravimetria marinha do BGI com os modelos globais de gravidade foi feita sobre a discrepância calculada entre os dados do BGI com os modelos GRAV31.1 (Sandwell et al. 2021) e DTU17 (Andersen e Knudsen 2020). A Figura 24 apresenta o desvio padrão das diferenças entre os valores de anomalia de gravidade marinha, estimados a partir dos dados disponibilizados pelo BGI e o modelo GRAV31.1 e também para o modelo DTU17 para cada método de análise desenvolvido para as estações CEFT e IMBT.

Por meio do gráfico é possível notar que o método de interpolação LSC apresentou os resultados mais dispersos em relação à média das diferenças do que os demais métodos de interpolação, em contrapartida o método *Kriging* apresentou os menores desvios padrão.

O método de análise por desvio padrão apresentou as maiores dispersões, se mostrando inadequado para os dados em estudo, por sua vez, o método de ajuste em área apresentou os menores desvios padrão em relação à média. O modelo GRAV31.1 apresentou na maioria das situações valores de dispersão mais consistentes do que o modelo DTU17.

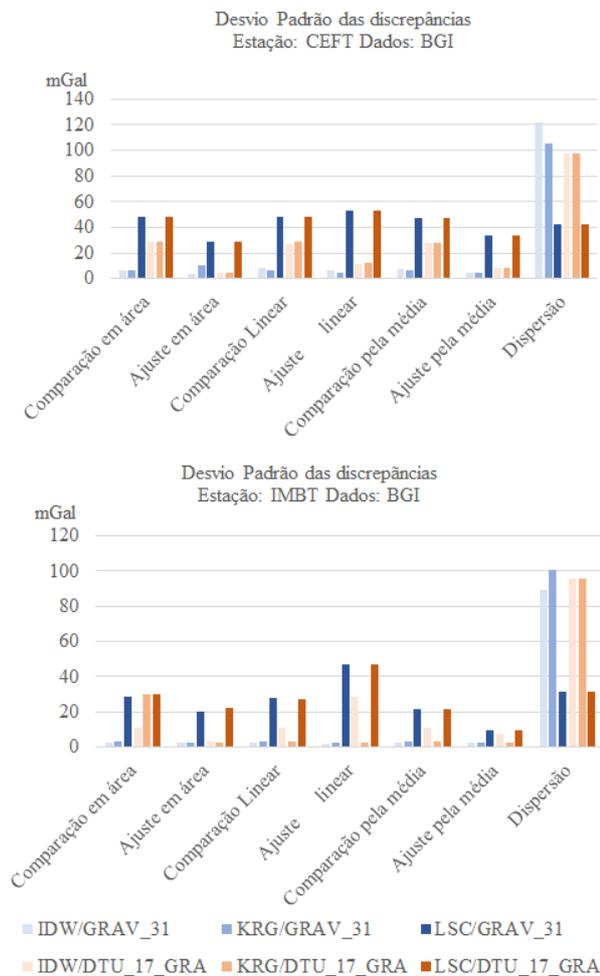


Figura 24 - Desvio padrão das diferenças entre os dados BGI com o modelo GRAV31.1 e o modelo DTU17.

Sendo assim, é afirmativo o fato de que o método de análise que apresentou resultados mais consistentes foi o ajuste em área, pelo método de interpolação *Kriging* aplicando o modelo GRAV31.1, para os dados do BGI.

Considerando o método de análise de ajuste em área, o método de interpolação *Kriging* e o modelo GRAV31.1, para a estação CEFT, 98,21% dos dados apresentaram resultados satisfatórios, e, para a estação IMBT 96,98% foram considerados dados consistentes.

Desta forma, foi gerada a Figura 25 que esquematiza a distribuição espacial das discrepâncias entre os dados do BGI e o modelo global GRAV31.1, geradas pelo método de análise de ajuste em área,

usando a interpolação *Kriging*, para a estação CEFT e IMBT.

Espacialmente é possível notar que as maiores discrepâncias para a estação CEFT encontram-se concentradas em 5 trilhas de medição. Na estação de IMBT as discrepâncias foram menores em relação a CEFT e estão distribuídas homogeneamente entre os dados. A frequência de distribuição destas discrepâncias está apresentada na Figura 26 para a estação CEFT e IMBT.

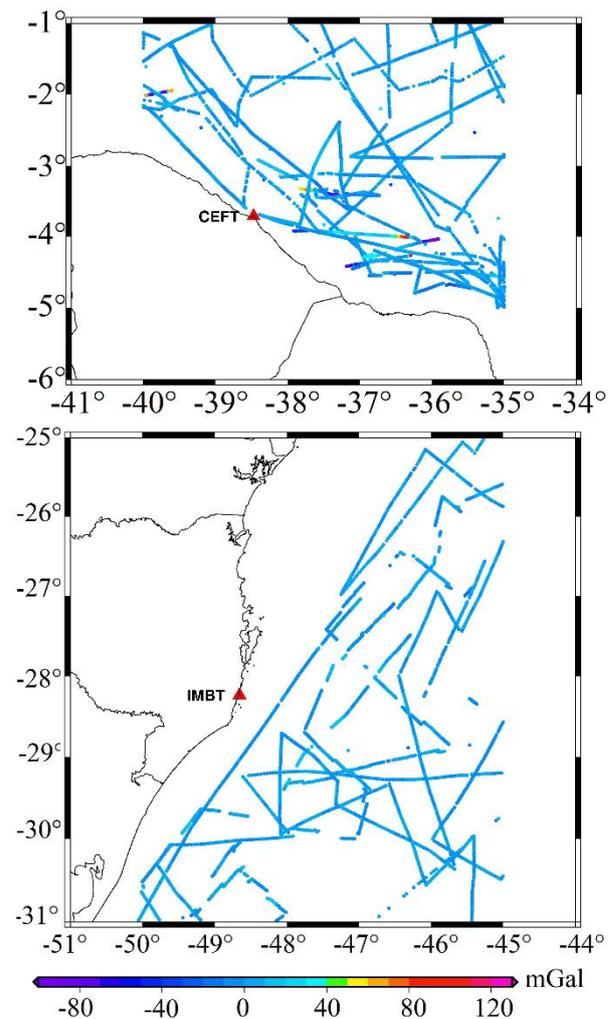


Figura 25 - Discrepância entre os dados BGI e o modelo GRAV31.1 pelo método de análise ajuste em área e interpolação *Kriging*.

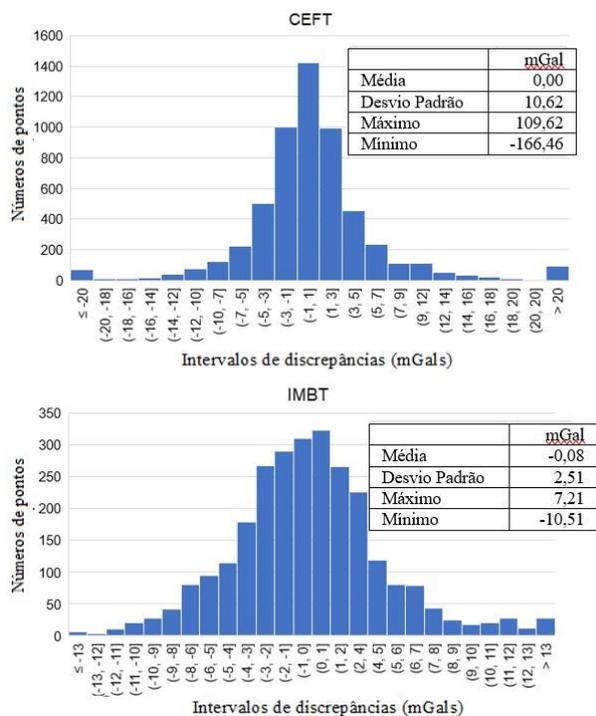


Figura 26 - Histograma de distribuição das discrepâncias entre os dados BGI e o modelo GRAV31.1 pelo método de análise ajuste em área e interpolação *Kriging*.

As discrepâncias analisadas seguem distribuição normal tanto para a estação CEFT quanto para a estação IMBT. Os dados para a estação CEFT apresentaram maiores valores de discrepância do que para a estação de IMBT, o que pode estar relacionado com a topografia oceânica que para a região de IMBT, possui variação mais acentuada do que para a estação CEFT. A variação do fundo oceânico pode ser vista no modelo ETOPO1, que é um modelo que integra topografia da Terra e batimetria, mais detalhes deste modelo pode ser encontrado em (NOAA, 2020).

Uma justificativa para as discrepâncias encontradas, é que os satélites apresentam incertezas nas medidas próximas à costa devido ao efeito de borda e mudança de densidade (terra / água). Portanto, estas discrepâncias podem estar associadas ao modelo global de gravidade marinha, uma vez que os dados de gravimetria marinha foram validados pelos testes desenvolvidos nesta pesquisa.

#### 4.8.2 Gravimetria marinha fornecida pela Marinha do Brasil

O desvio padrão das discrepâncias entre as anomalias de gravidade dos dados de gravimetria marinha fornecida pela Marinha do Brasil (Marinha do Brasil 2020) com os modelos globais GRAV31.1 (Sandwell et al. 2021) e DTU17 (Andersen e Knudsen 2020) para cada método de análise desenvolvido para as estações CEFT e IMBT estão representados na Figura 27.

Analisando as informações, é possível verificar grande variabilidade de resultados para os diferentes métodos de interpolação e de comparação e ajuste. Para alguns métodos de comparação e ajuste não foram apresentados resultados pelo fato de todas as informações terem sido consideradas *outliers* por meio da técnica adotada. Dentre estes métodos de análise, o método de ajuste em área apresentou as menores discrepâncias.

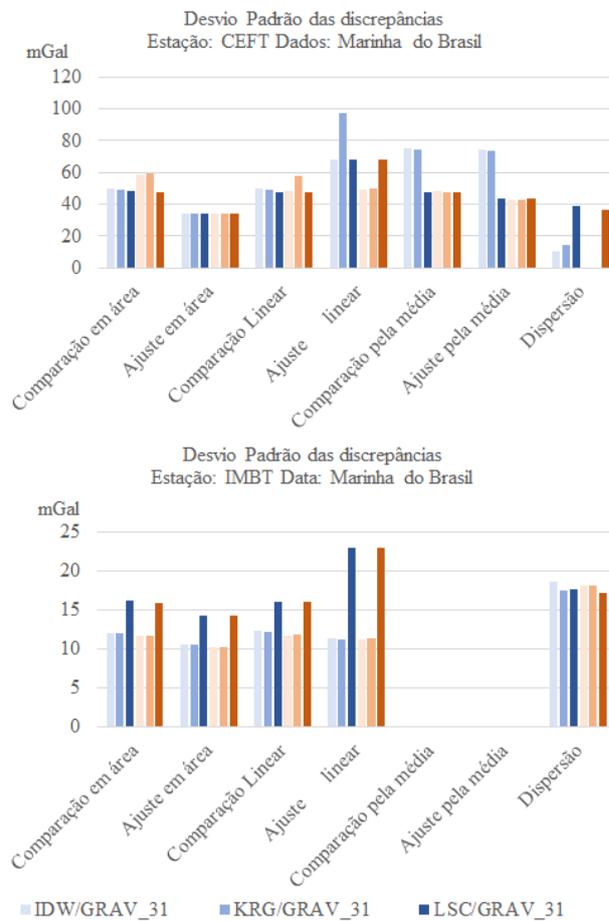


Figura 27 - Desvio padrão das diferenças entre os dados da Marinha do Brasil com o modelo GRAV31.1 e o modelo DTU17.

O modelo DTU17 apresentou menores discrepâncias com os dados da Marinha do Brasil do que o modelo GRAV31.1. Os resultados provenientes do método de interpolação *Kriging* apresentaram ligeiramente menor discrepância em torno da média, mas não representa o melhor resultado, isso porque os métodos de comparação e ajuste mantiveram poucos pontos. A estação de IMBT por exemplo, para o método de ajuste em área com o modelo DTU17, de um total 78.395 pontos, foram eliminados 78.030 pontos, ou seja, apenas 0,47% dos dados apresentaram resultados satisfatórios, o que torna inviável seu uso. Esse fato justifica uma menor discrepância dos valores para estação de IMBT quando comparados com os dados do BGI. Para a estação CEFT 69,51% foram considerados dados satisfatórios.

A Figura 28 representa as discrepâncias entre os dados fornecidos pela Marinha do Brasil e o modelo DTU\_17, pelo método ajuste em área resultante da interpolação *Kriging*. Nesta, é possível notar a pouca quantidade de pontos na estação de IMBT que não foram considerados *outliers* pelo método de ajuste analisado. Não há um padrão de distribuição das maiores discrepâncias para a estação CEFT.

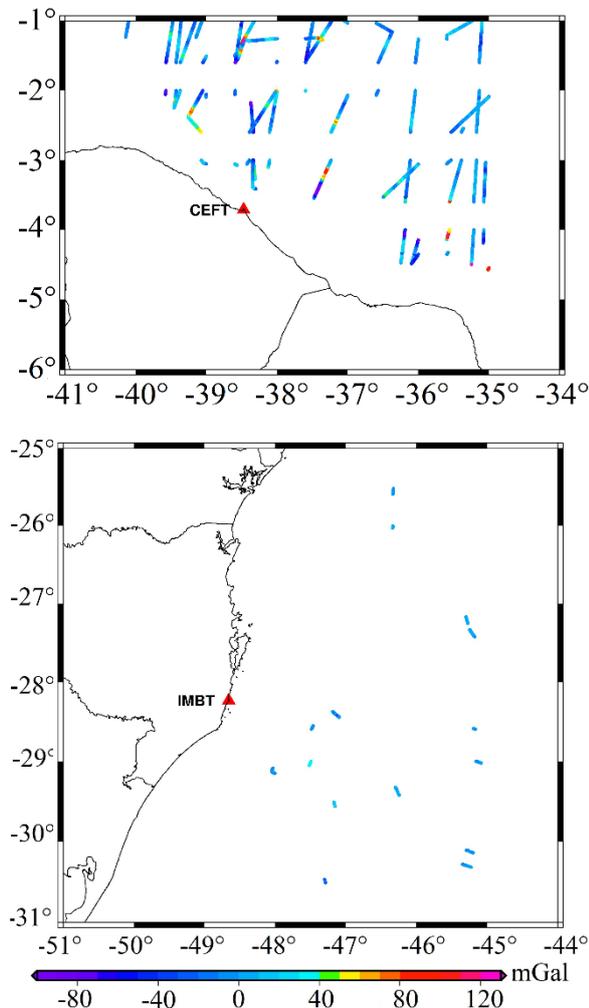


Figura 28 - Discrepância entre os dados da Marinha do Brasil e o modelo DTU17 pelo método de análise ajuste em área e interpolação *Kriging*.

O histograma de distribuição destas diferenças entre as anomalias de gravidade dos dados da Marinha do Brasil e o modelo DTU17, depois de aplicados o ajuste em área nos dados interpolados pelo método *Kriging* está apresentado na Figura 29.

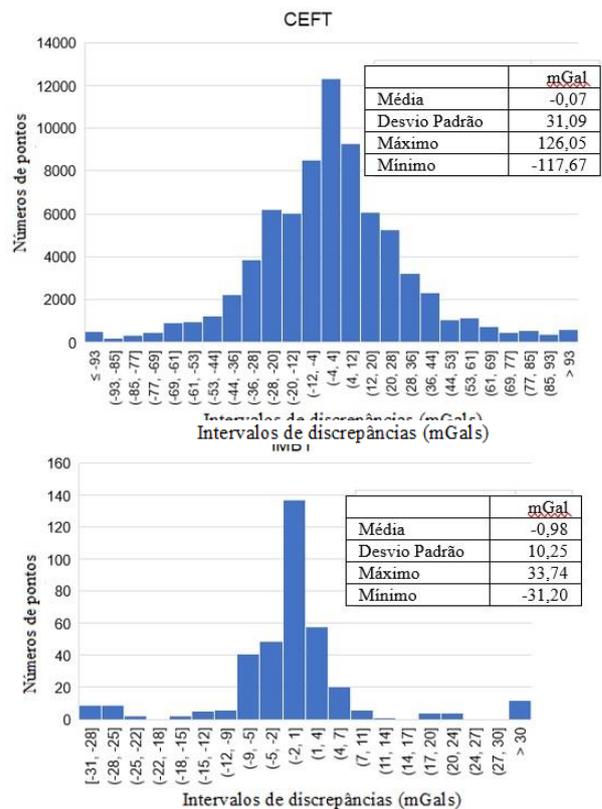


Figura 29 - Histograma de distribuição das discrepâncias entre os dados da Marinha do Brasil e o modelo DTU17 pelo método de análise ajuste em área e interpolação *Kriging*.

O histograma evidencia que as discrepâncias para as estações CEFT seguem distribuição normal em torno da média.

#### 4.8.3 Gravimetria marinha fornecida pela ANP

Assim como para as demais fontes de dados, foram geradas discrepâncias entre os dados fornecidos pela ANP (ANP 2021) e os modelos globais GRAV31.1 (Sandwell et al. 2021) e DTU17 (Andersen e Knudsen 2020) para todos os métodos de ajuste e comparação, além dos métodos de interpolação analisados. A Figura 30 apresenta o desvio padrão destas discrepâncias.

Por meio da Figura 30 é possível notar que tanto para a estação CEFT quanto para a estação IMBT, o método de interpolação por LSC apresentou as menores discrepâncias. O método de comparação por desvio padrão não apresentou resultados, uma vez que o método considerou todos os dados como *outliers*. Entre os modelos globais analisados, o GRAV31.1 apresentou menores desvios padrão do que o modelo DTU17. O método de ajuste em área apresentou resultados mais consistentes entre os métodos de comparação e ajuste analisados.

Considerando as condições que apresentaram resultados mais consistentes, sendo elas modelo GRAV31.1, método de ajuste em área e interpolação LSC, para a estação CEFT, 98,21% dos dados não

foram eliminados no controle de qualidade, e, para a estação IMBT este valor foi de 92,33%. A Figura 31 mostra a distribuição espacial desses pontos e suas discrepâncias.

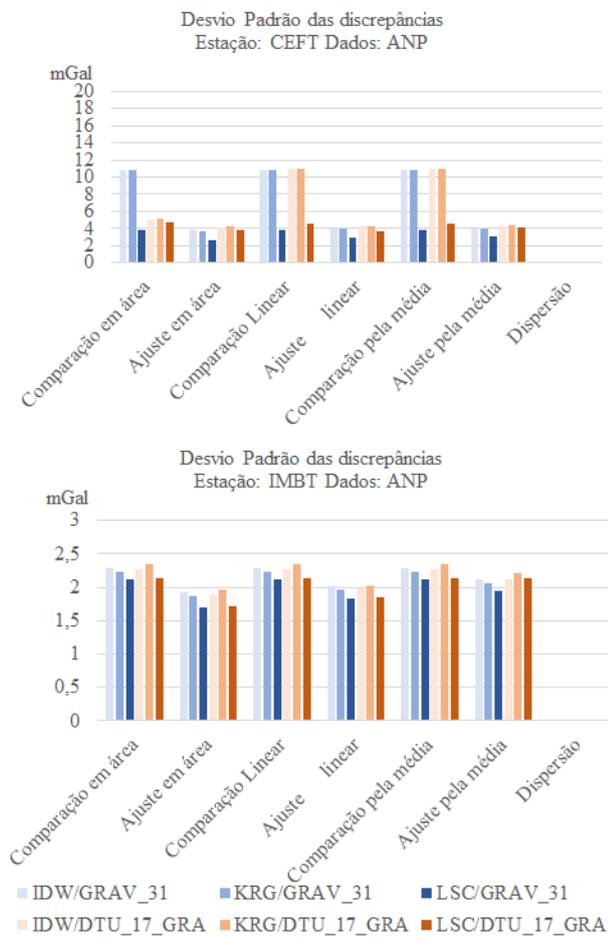


Figura 30 - Desvio padrão das diferenças entre os dados ANP com o modelo GRAV31.1 e o modelo DTU17.

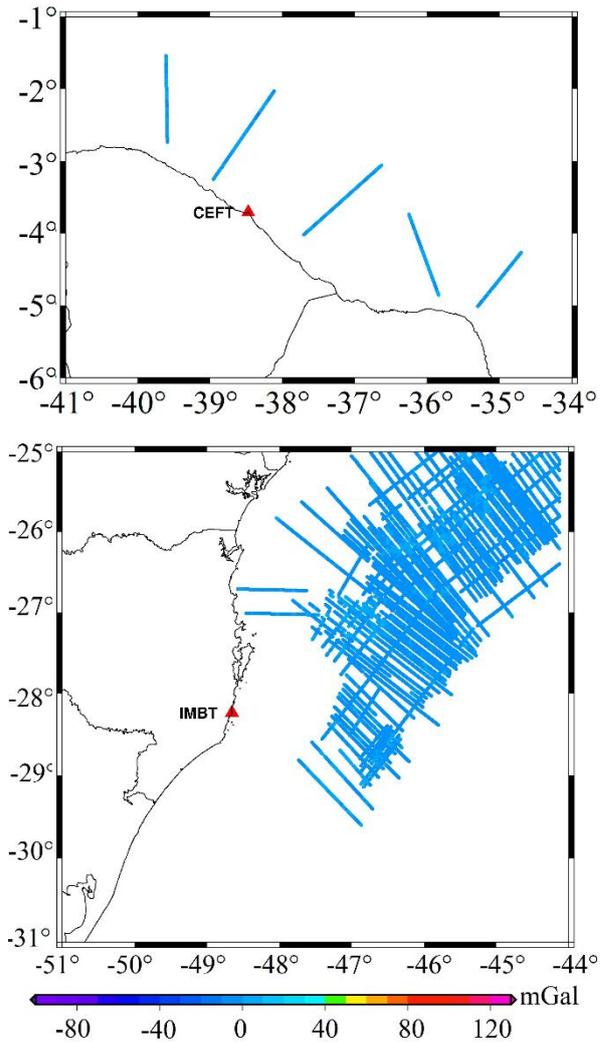


Figura 31 - Discrepância entre os dados da ANP e o modelo GRAV31.1 pelo método de análise ajuste em área e interpolação LSC.

É possível perceber que para as duas estações estudadas, as discrepâncias estão distribuídas homogeneamente entre os pontos.

A distribuição das diferenças entre os dados da ANP e o modelo GRAV31.1, ajustados em área e interpolados pelo método LSC está representada no histograma esquematizado na Figura 32.

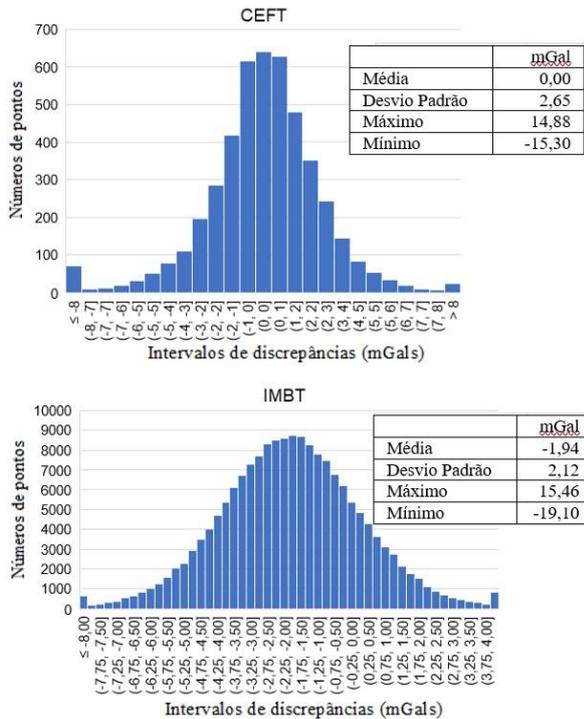


Figura 32 - Histograma de distribuição das discrepâncias entre os dados da ANP e o modelo GRAV31.1 pelo método de análise ajuste em área e interpolação LSC.

A Figura 32 evidencia uma distribuição normal em torno da média para a estação CEFT e IMBT. Dentre as fontes de dados analisados, os fornecidos pela ANP apresentaram menor amplitude de discrepância com os modelos estudados.

#### 4.9 Conclusão

Por meio de diferentes fontes de dados de gravimetria marinha, diferentes modelos globais de gravidade, diferentes métodos de interpolação e diferentes abordagens de análises dos dados, foi possível identificar quais as melhores opções para tratamento de dados nas regiões analisadas.

O método de ajuste em área apresentou resultados mais consistentes em todos os cenários analisados, sendo este, portanto, o mais indicado. Isso pode ser justificado devido ao fato de que as trilhas seguidas pelos navios não são em linha reta e, como o ajuste em área corrige a deriva em relação à latitude e longitude do ponto, é cabível afirmar que a tendência entre o continente e oceano é corrigida por esse método. O método de análise por dispersão não apresentou boa performance.

O modelo global GRAV31.1 apresentou maior consistência com os dados do BGI e da ANP com uma menor dispersão entre eles, em todos os métodos de análise e interpolação, por sua vez, o modelo DTU17 apresentou maior consistência aos dados fornecidos pela Marinha do Brasil.

Entre os métodos de interpolação é cabível afirmar que houve maior consistência no método *Kriging*. Apesar do método LSC ter apresentado menores dispersões com os dados da ANP, o método *Kriging* se sobressaiu analisando os dados do BGI que apresentaram alta discrepância com o método LSC.

Entre as fontes de dados de gravidade marinha analisadas, notou-se consistência nos dados do BGI e da ANP, que apresentaram um bom ajuste aos modelos globais analisados, com pequena amplitude de discrepância. Por sua vez os dados da Marinha do Brasil, apresentaram maior amplitude nas discrepâncias de anomalias de gravidade com os modelos globais mesmo após os ajustes pelos diferentes métodos, não se mostrando adequados para a área de estudo.

**Acknowledgements** Esta pesquisa foi realizada com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001. Agradecimentos também ao Bureau Gravimétrique International (BGI) / IAG International Gravity Field Service, ao Centro de Hidrografia da Marinha e a Agência Nacional Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis pelos dados de gravidade marinha fornecidos, e, ao LTG/EPUSP pelos dados de gravimetria terrestre.

#### 4.10 Referências

- Andersen OB (2018) FTU17 Global marine gravity field (and DTU18MSS) – Validation in the Arctic ocean. DTU Space. FRM4Alt Int review Workshop. Chania, Crete, Greece, April.
- Andersen OB, Knudsen P (2020) The DTU17 Global Marine Gravity Field: First Validation Results. Fiducial Reference Measurements for Altimetry. Springer. [https://doi.org/10.1007/1345\\_2019\\_65](https://doi.org/10.1007/1345_2019_65).
- ANP - Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (2021) Resolução ANP N°847, 5 de julho de 2021.
- Altamimi Z, Rebischung P, Collilieux X, Metivier L, Chanard K. (2022) ITRF2020: main results and key performance indicators, EGU General Assembly 2022, Vienna, Austria, 23–27 May 2022, EGU22-3958, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-3958>, 2022.
- Barzaghi R, Carrion D, Vergos GS, Tziavos IN, Grigoriadis VN, Natsiopoulou DA, Bruinsma S, Reinquin F, Seoane L, Bonvalot S, Lequentrec-Lalancette MF, Salaün C, Andersen O, Knudsen P, Abulaitijiang A, Rio MH (2018) GEOMED2: High-Resolution Geoid of the Mediterranean. International Association of Geodesy Symposia. [https://doi.org/10.1007/1345\\_2018\\_33](https://doi.org/10.1007/1345_2018_33).
- BGI - Bureau Gravimétrique International (2020) Data / Products. <https://bgi.obs-mip.fr/data-products/gravity-databases/marine-gravity-datas/>. Accessed 21 march 2020.

- Denker H, Roland R (2003) Compilation and evaluation of a consistent marine gravity data set surrounding Europe. Poster IUGG, Sapporo.
- Drewes H, Kuglitsch F, Adám J, Rózsa S (2016) The Geodesist's Handbook 2016. *Journal of Geodesy*, v. 90, n. 10, p. 907–1205, 2016. DOI: 10.1007/s00190-016-0948-z.
- DTU - Danmarks Tekniske Universitet (2021) DTU Space. <https://ftp.space.dtu.dk/pub/>. Accessed 15 august 2021.
- Forsberg R, Tscherning CC (2008) An overview manual for the GRAVSOFT geodetic gravity field modelling programs. 2nd edition, Denmark.
- GGOS – Global Geodetic Observing System. Global Geodetic Observing System. <https://ggos.org/about/what-is-ggos/>. Accessed 11 november 2021.
- Heiskanen WA, Moritz H (1967) *Physical geodesy*. W. H. Freeman and Company, San Francisco and London.
- Hofmann-Wellenhof B, Moritz H (2006) *Physical Geodesy*. Springer, New York.
- Hunegnaw A, Hipkin RG, Edwards j (2008) A method of error adjustment for marine gravity with application to Mean Dynamic Topography in the northern North Atlantic. *J Geod.* <https://doi.org/10.1007/s00190-008-0249-2>.
- IAG - International Association of Geodesy (2016). Description of the Global Geodetic Reference Frame (GGRF). IAG Executive Committee. [http://iag.dgfi.tum.de/fileadmin/IAG-docs/GGRF\\_description\\_by\\_the\\_IAG\\_V2.pdf](http://iag.dgfi.tum.de/fileadmin/IAG-docs/GGRF_description_by_the_IAG_V2.pdf). Accessed 12 january 2021.
- Ihde J, Barzaghi R, Marti U, Sánchez L, Sideris M, Drewes H, Förste C, Gruber T, Liebsch G, Pail R (2015) Report of the Ad-hoc Group on an International Height Reference System (IHRs). International Union of Geodesy and Geophysics.
- Ihde J, Sánchez L (2005) A unified global height reference system as a basis for. *Journal of Geodynamics*. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2005.06.015>.
- Lehmann R (2013). 3 $\sigma$ -Rule for Outlier Detection from the Viewpoint of Geodetic Adjustment. *Journal of Surveying Engineering*, 139(4), 157–165. doi:10.1061/(ASCE)SU.1943-5428.0000112.
- Lequentrec-Lalancette M F, Salaún C, Bonvalot S, Rouxel D, Bruinsma S (2016) Exploitation of marine gravity measurements of the mediterranean in the validation of global gravity field models. *International Association of Geodesy Symposia*. [https://doi.org/10.1007/1345\\_2016\\_258](https://doi.org/10.1007/1345_2016_258).
- Marinha do Brasil (2020). Plano de levantamento da plataforma continental brasileira. <https://www.marinha.mil.br/secirm/leplac>. Accessed 15 october 2020.
- Marotta GS, Vidotti RM (2017) Development of a local geoid model at the Federal District, Brazil, patch by The Remove-Compute-Restore technique, following Helmert's condensation method. *Bull. Geod. Sci.* <https://doi.org/10.1590/S1982-21702017000300035>.
- Mohriak WU, Torres, LC (2017) Levantamentos geofísicos para a delimitação da margem continental brasileira. p. 59-80. *Revista USP*, 2017. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9036.v0i113p59-80>.
- Moritz H (2000) Geodetic Reference System 1980. *Journal of Geodesy*, 128–133. <https://doi.org/10.1007/s001900050278>.
- NOAA - National Center For Environmental Information (2020) ETOPO1 Global Relief Model. <https://doi.org/doi:10.7289/V5C8276M>.
- Pereira EO, Abreu LGAC, Maillard P (2017) Altimetria por satélite radar aplicada a hidrologia no Brasil. *Revista Brasileira de Cartografia*. N° 69/2, p. 347-360. Rio de Janeiro, fev.
- Pope AJ (1976). *The Statistics of Residuals and The Detection of Outliers*. Geodetic Research and Development Laboratory. [https://www.ngs.noaa.gov/PUBS\\_LIB/TRNOS65N\\_GS1.pdf](https://www.ngs.noaa.gov/PUBS_LIB/TRNOS65N_GS1.pdf). Accessed 15 ago 2020.
- Sandwell DT, Harper H, Tozer B, Smith WHF (2021) Gravity field recovery from geodetic altimeter missions. *Adv. Space Res.* <https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.09.011>.
- Sánchez L, Ågren J, Huang J, Wang YM, Mäkinen J, Pail R, Barzaghi R, Vergos GS, Ahlgren K, Liu Q (2021) Strategy for the realisation of the International Height Reference System (IHRs). *Journal of Geodesy*. <https://doi.org/10.1007/s00190-021-01481-0>.
- Sánchez L, Ihde J, Pail R, Gruber T, Barzaghi R, Marti U, Agren J, Sideris M, Novák P (2017) Towards a first realization of the International Height Reference System (IHRs). *European Geosciences Union General Assembly*. Bibcode:2017EGUGA..1917104S.
- Sánchez L (2020) Sistema Internacional de Alturas IHRs (International Height Reference System). Webinar SIRGAS. [http://www.sirgas.org/fileadmin/docs/Boletines/Webinar\\_20200625\\_Sanchez\\_IHRs.pdf](http://www.sirgas.org/fileadmin/docs/Boletines/Webinar_20200625_Sanchez_IHRs.pdf). Accessed 25 august 2021.
- Sansò F, Sideris MGS (2013). *Geoid Determination – Theory and Methods*. *Lecture Notes in Earth System Sciences*. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-74700-0>.
- Torge W (1989) *Gravimetry*. Ed. Berlin; New York: Walter de Gruyter. 465p.
- Tóth, G. (2017). IAG Newsletter. *J Geod* 91, 113–116. <https://doi.org/10.1007/s00190-016-0994-6>.
- UCDS (2021). Exploring Ocean Tectonics from Space. [https://topex.ucsd.edu/pub/global\\_grav\\_1min/](https://topex.ucsd.edu/pub/global_grav_1min/). Accessed 12 august 2021.
- UN-GGIM - United Nations Initiative On Global Geospatial Information Management (2015). *The Global Geodetic Reference Frame for Sustainable Development*. <http://www.Unggrf.org>. Accessed 16 november 2020.

- Vaniček P, Kingdon R (2015). Gravimetry. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09145-4>.
- Wang YM, Sánchez L, Ågren J, Huang J, Forsberg R, Abd-Elmotaal HA, Ahlgren K, Barzaghi R, Bašić T, Carrion D, Claessens S, Erol B, Erol S, Filmer M, Grigoriadis VN, Isik MS, Jiang T, Koç Ö, Krcmaric J, Li X, Liu Q, Matsuo K, Natsiopoulos DA, Novák P, Pail R, Pitoňák M, Schmidt M, Varga M, Vergos GS, Véronneau M, Willberg M, Zingerle P (2021) Colorado geoid computation experiment: overview and summary. *Journal of Geodesy*, v. 95, n. 12, p. 127, 2021. DOI: 10.1007/s00190-021-01567-9.
- Wessel P, Watts AB (1988). On the Accuracy of Marine Gravity Measurements. *Journal of Geophysical Research*. <https://doi.org/10.1029/JB093iB01p00393>.
- Wziontek H, Bonvalot S, Falk R, Gabalda G, Mäkinen J, Pálinkáš V, Rülke A, Vitushkin L (2021) Status of the International Gravity Reference System and Frame. *Journal of Geodesy*. <https://doi.org/10.1007/s00190-020-01438-9>.

## 5. Cálculo do potencial de gravidade em estações IHRF usando dados gravimétricos terrestres, marinhos e satelitais

Leticia Cristina Ribeiro<sup>1</sup>, Gabriel do Nascimento Guimarães<sup>2</sup>; Giuliano Sant'Anna Marotta<sup>1</sup>

Leticia Cristina Ribeiro (<https://orcid.org/0000-0003-4458-0775>)  
leticiacristinalcr@hotmail.com

<sup>1</sup>Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Distrito Federal, Brasil

<sup>2</sup>Faculdade de Engenharia Civil, Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, Minas Gerais, Brasil

### Resumo

Em 2015 a Associação Internacional de Geodésia (*International Association of Geodesy – IAG*) publicou uma resolução sobre a definição do Sistema Internacional de Referência Altimétrico (*International Height Reference System – IHR*). Nela, fica definido que a coordenada vertical deve ser dada em número geopotencial, e que a realização desse sistema deve ser feita considerando valores gravimétricos dispostos homogeneamente ao redor das estações. Porém, há de se considerar que para as estações que estão localizadas no litoral esse fato pode provocar perda na precisão na determinação do potencial da gravidade, uma vez que, até então, os estudos consideram apenas modelos globais de gravidade, advindo de satélites e/ou missões gravimétricas para complementar os dados na região oceânica sem, portanto, considerar componentes de alta frequência do campo de gravidade medido na superfície. Por consequência, esta pesquisa considerou dados de gravidade marinha medida a bordo de navios integrados com dados de modelos globais de gravidade marinha derivados de satélites altimétricos (DTU17 e GRAV31.1) para o cálculo do potencial de gravidade para as duas estações litorâneas que farão parte da Infraestrutura Internacional de Referência Altimétrica (*International Height Reference Frame – IHRF*) no Brasil, CEFT e IMBT. O potencial de gravidade foi calculado seguindo as determinações de padronização para o IHRF, e os resultados mostraram que os dados de gravidade marinha incorporados ao cálculo não foram significativos.

**Palavras chaves:** RCR. Stokes. Anomalias de gravidade. Efeito de borda.

### 5.1 Introdução

Com a evolução das técnicas espaciais aplicadas em geodésia, a comunidade geodésica tem somado esforços para estabelecer referenciais globais de alta precisão, de forma que todos os países do globo tenham acesso a um mesmo sistema, padronizando assim, a aquisição de dados geodésicos. Nesse sentido, tais esforços culminaram com a criação do Sistema Geodésico Global de Observação (*Global Geodetic Observing System – GGOS*) (GGOS, 2021). Esses esforços se justificam uma vez que um sistema global de alta precisão fornece subsídios para pesquisas, tais como de mudanças climáticas e geodinâmica.

Desde 1991, modelos globais com informações posicionais vem sendo produzidos por meio do Sistema Internacional de Referência Terrestre (*International Terrestrial Reference System – ITRS*) (IUGG, 1991), a sua mais recente realização, o ITRF2020 (ALTAMINI et al., 2022) fornece a posição ao nível milimétrico. Porém, a coordenada altimétrica proporcionada por esse sistema, chamada de altitude geodésica, possui caráter estritamente matemático, e não leva em consideração valor de gravidade na sua concepção.

Dessa forma, cada país possui seu próprio sistema altimétrico, os quais possuem superfícies geoidais locais ou regionais como superfície de referência. Estes geoides, na maioria das vezes, são determinados por observações maregráficas realizadas durante um certo período de tempo para determinar o nível médio do mar, a partir do qual, é realizado o transporte para as demais regiões do país. Porém o nível do mar não é o mesmo

para diferentes regiões da Terra, além de que sofre variações com o tempo (NORDMAN et al., 2020), outro fator, é que são aplicados diferentes procedimentos entre os países. Isso faz com que haja diferenças nos valores altimétricos, se tornando um obstáculo para países confrontantes que necessitam agrupar suas informações e, também, para o compartilhamento de dados geoespaciais.

Em frente à problemática, em 2015, a Associação Internacional de Geodésia (*International Association of Geodesy - IAG*) publicou a resolução N°1 (DREWES et al., 2016) definindo o *International Height Reference System* (IHR). A partir disto, esforços vêm sendo aplicados na realização deste sistema altimétrico global com vistas à produção de informações altimétricas com precisão compatível à precisão fornecida pelo *International Terrestrial Reference Frame* (ITRF).

Para a realização desse sistema, que possui como coordenada vertical o número geopotencial, é necessário a utilização de diferentes fontes de dados gravimétricos. Sánchez et al. (2021) apresenta em regiões com vazios ou com poucos dados gravimétricos, o preenchimento por meio do uso de um Modelo Global do Geopotencial (MGG). Essa metodologia de preenchimento por modelos globais de gravidade também é aplicada para as regiões oceânicas (VÉRONNEAU e HUANG, 2019; WILLBERG et al., 2019; RIBEIRO et al., 2020; SÁNCHEZ et al., 2021), para completar a área de interesse ao redor das estações que compõem o IHRF; sendo que, para estes casos, são usados modelos derivados de missões de satélites altimétricos.

Diante do exposto, é importante considerar que os modelos de gravidade marinha global são submetidos ao chamado efeito de borda (NEUMANN et al., 1993; LEITE et al., 1999; VERRON et al., 2021), que é quando as observações realizadas por radar acoplado no satélite envolvem regiões com a diferença de densidade terra/água e com variação na água provocada pelo encontro com a costa, que faz com que os modelos tenham a precisão deteriorada. Outro fato importante é que a medição de gravidade sobre a superfície fornece informações de alta frequência do campo de gravidade, o que não é representado nos modelos globais realizados (WATTS; DALY, 1981).

Com o intuito de contribuir para minimizar os efeitos dos problemas apresentados, esse trabalho testou a potencialidade do uso de dados gravimétricos marinhos, medidos por gravímetros acoplados em navios, integrados com modelos globais recentes de gravidade marinha (DTU17 - ANDERSEN; KNUDSEN, 2019 e GRAV\_31.1 - SANDWELL et al. 2021) no cálculo do potencial de gravidade para duas estações litorâneas do IHRF previstas para o Brasil, denominadas CEFT e IMBT

O emprego dessa metodologia pode ser justificado também pelo fato de que se tem vários dados gravimétricos marinhos distribuídos pelo globo de forma gratuita. Porém, destaca-se que os dados de gravidade marinha levantados por navios aplicados nessa pesquisa, passaram por um processo de análise, visando a redução e/ou eliminação de *outliers*.

## 5.2 Cálculo do potencial de gravidade para estações IHRF

Com base na resolução da IAG N°1, em 2015, que aborda a definição do IHRF, bem como a metodologia de cálculo do potencial de gravidade ( $W_p$ ), estudos (SÁNCHEZ; SIDERIS, 2017; VERGOS; TZIAVOS, 2017; WANG et al., 2021) têm sido realizados na tentativa de se alcançar a precisão necessária para estimar uma solução para as estações IHRF.

A precisão requerida de acordo com os objetivos do GGOS para o valor do potencial é de  $\pm 3 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  na altitude (aproximadamente 3 mm) e de  $\pm 3 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} / \text{a}$  nas velocidades (aproximadamente 0,3 mm/a), porém o atual objetivo é de se alcançar uma precisão de  $\pm 1 \times 10^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  (equivalente a 1 cm) (SÁNCHEZ, 2020).

Sánchez et al. (2021) descrevem alguns requisitos necessários de forma a padronizar o cálculo das coordenadas IHRF. São eles:

- Correção de termo de grau zero, que deve ser calculado com relação ao elipsoide de referência GRS80 para o geóide e quase geóide por meio das Equações 40 e 41:

$$N_0 = \frac{(GM_{MGG} - GM_{GRS80})}{r_{P_0} \cdot \gamma_{Q_0}} - \frac{\Delta W_0}{\gamma_{Q_0}} \quad (40)$$

$$\zeta_0 = \frac{(GM_{MGG} - GM_{GRS80})}{r_P \cdot \gamma_Q} - \frac{\Delta W_0}{\gamma_Q} \quad (41)$$

onde  $(GM_{MGG} - GM_{GRS80})$  corresponde à diferença entre os valores empregados do MGG e o elipsoide de

referência para a constante gravitacional geocêntrica;  $\Delta W_0$  é a diferença entre a superfície equipotencial de referência e o potencial normal no elipsoide de referência;  $r_p$  é a constante radial geocêntrica do ponto  $P$ ,  $r_{p_0}$  é a constante radial geocêntrica do ponto  $P$  sobre o geóide;  $\gamma_Q$  é a gravidade teórica do ponto  $P$ ; e,  $\gamma_{Q_0}$  é a gravidade teórica do ponto  $P$  sobre o elipsoide.

- Convenção do centro de massa da Terra, que deve ser alinhado com a origem do sistema de coordenadas geométricas do ITRS/ITRF;

- Tratamento da maré permanente, que corresponde à realização dos cálculos no conceito maré zero e posterior conversão para o conceito maré média.

De acordo com Sánchez et al. (2016) é possível de se obter  $W_p$  pela combinação de Modelos Globais do Geopotencial (MGGs) de alta resolução; e por meio da modelagem de alta resolução do campo de gravidade regional.

O número geopotencial ( $C_p$ ) é dado pela soma do produto escalar entre a gravidade e o desnível desde a superfície equipotencial de referência ( $W_0$ ) até o ponto  $P$  na superfície terrestre, representado na Equação 42:

$$C_p = W_0 - W_p \approx \int_0^P g dH \approx \sum_{i=1}^k (g_m^{obs} \Delta H^{obs}) \quad (42)$$

onde  $W_0$  é a superfície equipotencial de referência,  $g$  o valor da gravidade ponto a ponto da seção ao longo da vertical entre o ponto da superfície física e geóide;  $dH$  é o diferencial em relação a altitude;  $g_m^{obs}$  é a média dos valores de gravidade observados em cada seção nivelada; e  $\Delta H^{obs}$  é o valor do desnível altimétrico observado.

O desnível é observado com relação às superfícies equipotenciais que passam sobre os pontos da linha de nivelamento. Como essas superfícies não são paralelas, o valor do número geopotencial que se obtém por meio de (3) corresponde à uma aproximação do valor, além disso, o valor de gravidade que deve ser usado é a gravidade média da seção, o que não é possível, devido à inviabilidade de medição de gravidade em todo ponto da seção de nivelamento, fazendo com que esta metodologia ainda não seja adequada para atingir a precisão almejada.

O cálculo direto de  $W_p$  é possível inserindo as coordenadas ITRF de uma estação IHRF na Equação (43) (BARTHELMES, 2013) que representa o desenvolvimento em série de funções harmônicas esféricas de um MGG. Os coeficientes no desenvolvimento representam, no domínio espectral, as irregularidades do campo de gravidade terrestre.

$$W_p(r, \lambda, \varphi) = \frac{GM}{R} \sum_{l=0}^{l_{max}} \sum_{m=0}^l \left(\frac{R}{r}\right)^{l+1} P_{lm}(\sin \varphi) (\bar{C}_{lm}^W \cos m\lambda + \bar{S}_{lm}^W \sin m\lambda) \quad (43)$$

onde  $(r, \lambda, \varphi)$  são as coordenadas geocêntricas do ponto de cálculo;  $R$  o raio de referência;  $GM$  o produto da constante gravitacional e da massa da Terra;  $l, m$  o grau e o ordem das funções harmônicas esféricas;  $P_{lm}$  as funções normalizadas de Legendre e;  $\bar{C}_{lm}^W, \bar{S}_{lm}^W$  os

coeficientes normalizados de Stokes.

Pelo fato dos MGGs fornecerem apenas informações referentes aos longos e médios comprimentos de onda do campo de gravidade, o valor de  $W_p$  também não atinge a precisão requerida atualmente.

Por fim, o método de modelagem de alta resolução do campo de gravidade regional é, segundo Sánchez (2020), a forma de cálculo que atinge melhor precisão. Ele se baseia no uso de modelos globais do campo de gravidade de alta resolução, incluindo além dos MGGs, modelos obtidos por radar a bordo de satélites altimétricos, juntamente com modelos regionais do campo de gravidade, que são os geoides e quase-geoides regionais. Portanto, uma vez que os geoides e quase-geoides regionais incluem dados de gravidade obtidos na superfície terrestre que não são disponíveis para os MGGs, e que esses modelos regionais do campo de gravidade podem ser atualizados e conseqüentemente melhorados com a inserção de novos valores gravimétricos, é possível obter melhor precisão por este método de cálculo.

Essa técnica envolve a resolução do Problema de Valor de Contorno da Geodésia (PVCG), onde, por meio de valores gravimétricos, convertidos em distúrbios ou anomalias de gravidade, aplicados em integrais, é solucionado, e, valores de altura geoidal ou ondulação geoidal ou até mesmo potencial de gravidade podem ser obtidos.

A resolução do PVCG é feita comumente aplicando a integral de Stokes e/ou Hotine (detalhes podem ser encontrados em HOFMANN-WELLENHOF; MORITZ, 2005). A sua integração clássica requer uma cobertura global de dados de gravidade e isso ainda não é uma realidade pois há vários vazios gravimétricos. Para driblar essa situação, o cálculo é truncado a partir de um raio de integração no entorno do ponto de cálculo, e, por sua vez, pode ser solucionado por integração numérica, Transformada Rápida de Fourier, Colocação por Mínimos Quadrados (*Least Squares Collocation* – LSC) (TSCHERNING, 1985; TSCHERNING, 2013) e função de base radial esférica (BENTEL et al., 2013).

Seja qual for o método escolhido, geralmente é aplicado o procedimento Remove-Calcula-Restaura (RCR) (TSCHERNING, 1986). Neste procedimento, os comprimentos de onda curtos, correspondentes às informações da topografia, e os comprimentos de ondas longos, provenientes dos MGGs, são removidos das observações. Com isso, os valores de gravidade residuais são usados para a modelagem do campo gravitacional. Após o processo de cálculos, as contribuições de comprimento de onda curto e longo são restauradas novamente em termos de valores potenciais.

### 5.3 Área de estudo

Foram escolhidas para a pesquisa as duas estações litorâneas brasileiras que estão planejadas para a primeira realização do IHRF, sendo elas, CEFT localizada em Fortaleza, no estado do Ceará e IMBT localizada em Imbituba, no estado de Santa Catarina. Estas estações fazem parte da rede SIRGAS-CON pertencente à

densificação do *International GNSS Service* (IGS) na América Latina e Caribe. A estação CEFT, implantada em 2010, é uma estação do Sistema Global de Navegação por Satélite (*Global Navigation Satellite System* - GNSS) que atualmente recebe sinais dos sistemas GPS, GLONASS, GALILEO e BeiDou/Compass. Por sua vez, a estação IMBT foi implantada no ano de 2007 e também é uma estação GNSS que nos dias atuais recebe sinais dos sistemas GPS e GLONASS (IBGE, 2022).

As informações de posição das estações CEFT e IMBT no SIRGAS cuja realização é na época 2015.0 estão apresentadas na Tabela 6 (SIRGAS, 2022).

Tabela 6 – Informação posicional das estações de estudo

Estação	Latitude	Longitude	h (m)
CEFT	-3,71081000°	-38,472918°	4,9007
IMBT	-28,2348378°	-48,655722°	31,3628

## 5.4 Dados utilizados

### 5.4.1 Modelos Globais do Geopotencial

Nesta pesquisa foram utilizadas informações dos MGGs SGG-UGM-2 (LIANG et al., 2020), XGM2019e (ZINGERLE et al., 2020), GECO (GILARDONI et al., 2015), EIGEN-6C4 (FÖRSTE et al., 2015) e EGM2008 (PAVLIS et al., 2012).

O SGG-UGM-2 é um modelo criado por Liang et al. (2020), desenvolvido até grau 2190 e ordem 2159, no qual foram usados dados derivados das missões *Gravity Recovery and Climate Experiment* (GRACE) (GRACE, 1998) e *Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer* (GOCE) (ESA, 2006), dados de gravimetria marinha derivados de satélites altimétricos e dados de gravidade terrestre derivados do modelo EGM2008 (PAVLIS et al., 2012). Os coeficientes de grau que vão de 251 a 2159 foram estimados resolvendo equações normais das anomalias de gravidade da superfície terrestre, e do grau 2 a 250 foram resolvidas equações normais, porém, além dos dados de gravimetria terrestre também foram usadas as observações satelitais (LIANG et al., 2020).

XGM2019e foi desenvolvido por Zingerle et al. (2020), completo até grau e ordem 2190 e combina o modelo de satélite GOCO06S (KVAS et al., 2019) com dados de gravidade derivados de altimetria DTU13 (ANDERSEN et al. 2015), um conjunto de dados de anomalias de gravidade média terrestres de 15'×15' e dados sintéticos de gravidade com base no modelo Earth2014 (HIRT e REXER, 2015). Os coeficientes até grau e ordem 719 são estimados por meio da combinação de equações normais de dados de satélites e de gravidade terrestre. O complemento após grau e ordem 719 é feito por meio da solução dos mínimos quadrados aplicadas à dados de gravidade terrestre (ZINGERLE et al., 2020).

GECO (*GOCE and EGM2008 Combination* - GECO) é um MGG desenvolvido por Gilardoni et al. (2015) até grau e ordem 2190, resultante da integração de informações do modelo EGM2008 (PAVLIS et al., 2012) e do satélite GOCE (ESA, 2006). Os dados usados

na produção do GECO, derivados do EGM2008, foram os coeficientes do desenvolvimento em série de funções harmônicas esféricas e seus correspondentes desvios padrão em uma grade com resolução de 5'x 5'. Os dados fornecidos pela solução do GOCE foram os coeficientes dos harmônicos esféricos e o bloco diagonal da matriz covariância dos coeficientes. Os modelos EGM2008 e GOCE foram combinados e contribuíram até grau e ordem 359. A partir do grau e ordem 360 os coeficientes GECO são os mesmos do EGM2008 (GILARDONI et al. 2015).

EIGEN-6C4 (FÖRSTE et al., 2015) é a mais recente realização da série EIGEN. Desenvolvido por Förste et al. (2015) possui grau e ordem completo até 2190, constituída com os seguintes dados de satélite: LAGEOS-1/2 (NASA, 1976) com observações do *Satellite Laser Ranging* (SLR) de 1985 a 2010 fornece contribuição de grau e ordem 2 até 30; dados GNSS-*Satellite-to-Satellite Tracking* (SST) da missão GRACE (GRACE, 1998) que fornece contribuição de grau e ordem de 2 até 130, com dados de 2003 a 2012; e o GOCE (ESA, 2006), com dados de *Satellite Gravity Gradiometry* (SGG) de 01 novembro de 2009 até 20 de outubro de 2013, onde foram aplicadas equações normais individuais para cada componente SGG até grau e ordem 300. Além destes dados de satélite, EIGEN-6C4 também é constituído de dados de gravimetria terrestre que contribuíram até grau e ordem 370, obtidos por meio do EGM2008 e com grade global de anomalia de gravidade DTU12 (2'x 2') (FÖRSTE et al., 2015; KOSTELECKY et al., 2015).

EGM2008 (*Earth Gravitational Model 2008 - EGM2008*) desenvolvido por Pavlis et al. (2012) foi o primeiro modelo fornecendo grau do desenvolvimento em série de funções harmônicas esféricas e ordem até 2159, e coeficientes adicionais estendendo-se até o grau 2190 e ordem 2159. Este modelo foi lançado antes da disponibilidade dos dados GOCE (ESA, 2006) e inclui quatro anos de dados GRACE (GRACE, 1998). Apesar disso, vem sendo usado como base para desenvolvimento de coeficientes de grau e ordem maior que 360. Atualmente estão sendo aplicados esforços em melhorar o conjunto de dados de gravidade de superfície para liberar um novo EGM (chamado EGM2020), incluindo também conjuntos completos de dados GRACE e GOCE (BARNES, 2019).

#### 5.4.2 Modelos Globais de Anomalias de Gravidade Marinha

Os modelos globais de gravidade marinha são derivados de radares acoplados em satélites altimétricos. Nesta pesquisa foram utilizados os modelos DTU17 (ANDERSEN; KNUDSEN, 2020) e o GRAV\_31.1 (SANDWELL et al., 2021), ambos modelos em uma grade de 1'x1'.

O modelo GRAV\_31.1 é uma atualização do modelo GRAV\_24.1 que é derivado de dados dos satélites Cryo-Sat-2 e Jason-1 que contribuíram com mais de 70 meses de dados, atingindo uma precisão global de aproximadamente 2mGal (SANDWELL et al., 2021). A

sua concepção tem como elipsoide de referência o GRS80.

Já o DTU17 é um modelo de anomalias de gravidade ar livre, lançado no ano de 2018, que foi gerado a partir de 7 anos de dados do satélite Cryosat-2, 1 ano de dados do satélite Jason-1 e 1 ano de dados do satélite Saral/Altika, que foi um satélite que começou a realizar mensurações a partir de 2016 (ANDERSEN; KNUDSEN, 2019).

A Figura 33 apresenta as anomalias de gravidade ar livre para estação CEFT dos modelos GRAV31.1 em a) e DTU17 em b). A Figura 34 apresenta as anomalias de gravidade ar livre para a estação IMBT dos modelos GRAV31.1 em a) e DTU17 em b).

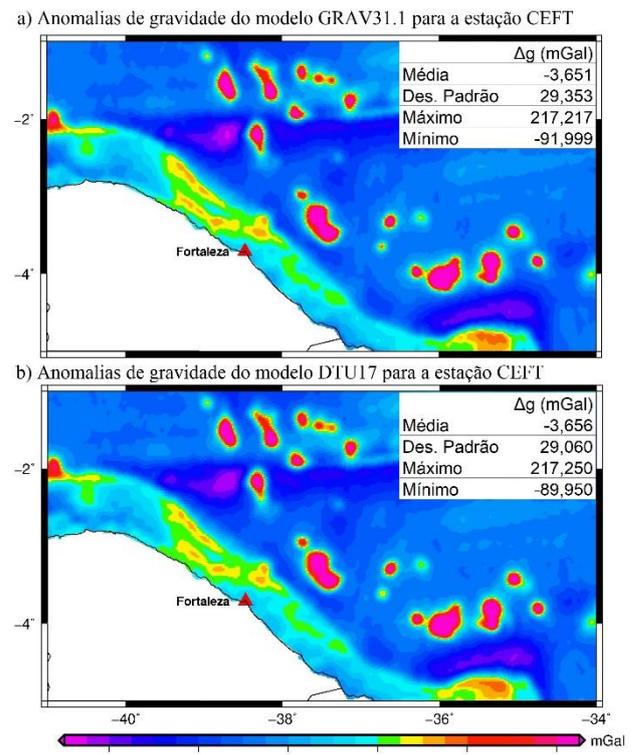


Figura 33 – Anomalias de gravidade ar livre para a estação CEFT.

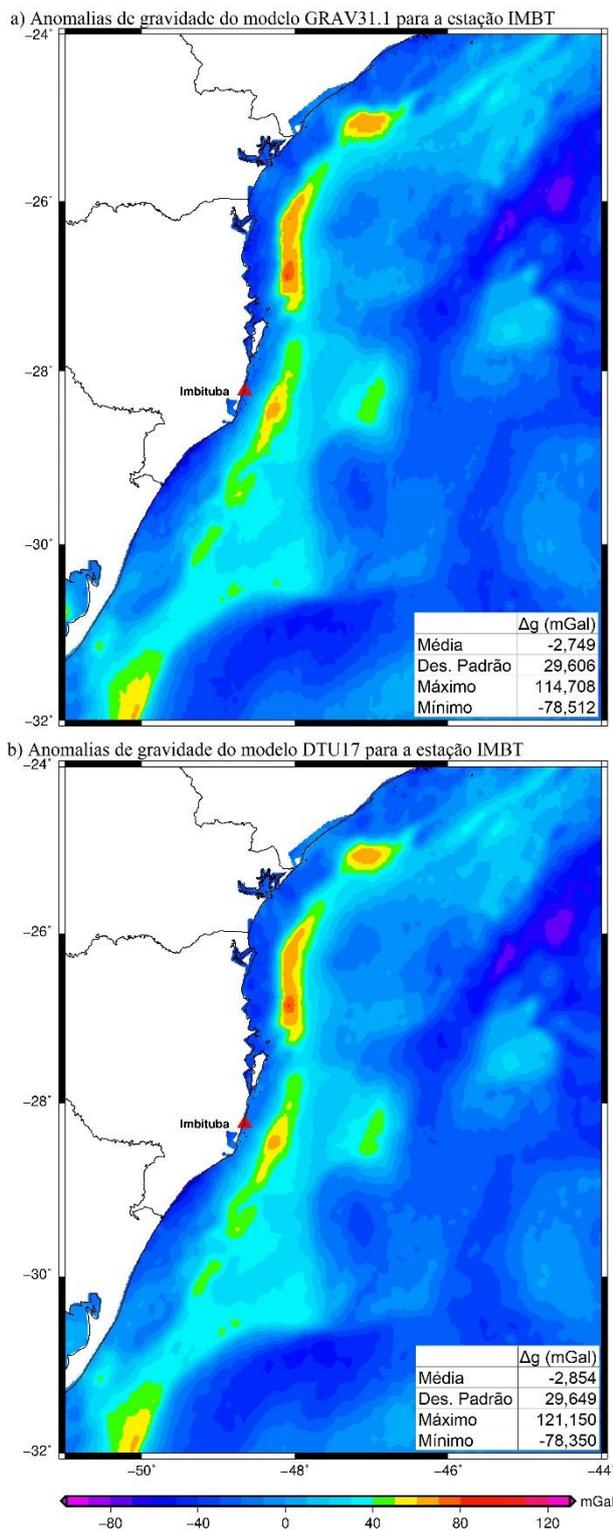


Figura 34 – Anomalias de gravidade ar livre para a estação IMBT.

#### 5.4.3 Dados de Gravidade Marinha

Os dados de anomalias de gravidade marinha medidas a bordo de navios são provenientes de duas fontes fornecedoras de dados gravimétricos marinhos, o *Bureau Gravimétrique International* (BGI) (BGI, 2020) e a Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) (ANP, 2021). Tais dados

passaram por um processo de controle de qualidade antes do seu uso, nos quais foram eliminados *outliers* e realizado um ajuste aos modelos DTU17 e GRAV\_31.1. Isso se justifica uma vez que estes dados não alcançam alta precisão como os dados de gravimetria terrestre, o que pode ser devido à plataforma de medição que não era totalmente estabilizada na época de medição, erros sistemáticos do instrumento, perda do ponto de gravidade de referência e incertezas no sistema de navegação que provoca erros nas direções de curso dos navios e afeta a correção Eötvös, como pode ser visto em Wessel e Watts (1988), Torge (1989), Hunegnaw et al. (2008) e Lequentrec-Lalancette et al. (2016).

A Figura 35 apresenta os dados de gravidade marinha, das duas fontes fornecedoras, ajustados ao modelo GRAV\_31.1 e DTU17 para a estação CEFT. Por sua vez, a Figura 36 apresenta os mesmos dados, porém ajustados para a estação IMBT.

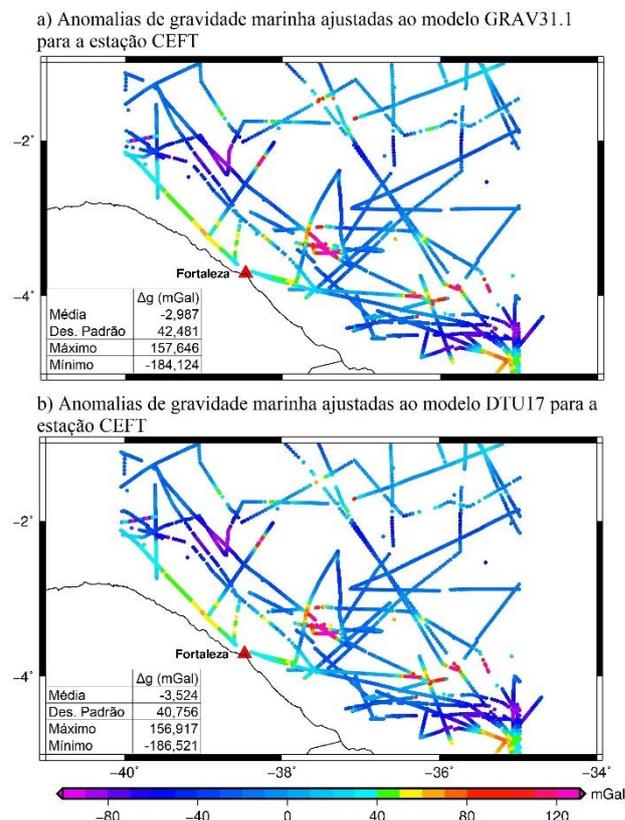
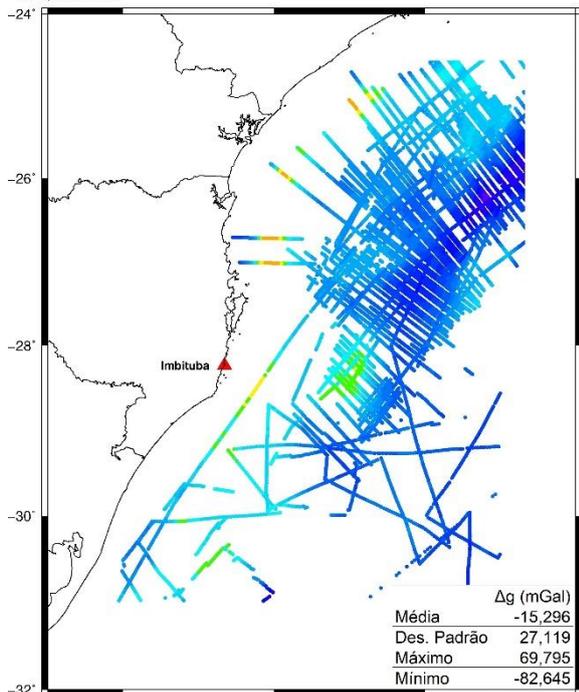


Figura 35 – Anomalias ar livre de gravidade marinha para a estação CEFT.

a) Anomalias de gravidade marinha ajustadas ao modelo GRAV31.1 para a estação IMBT



b) Anomalias de gravidade marinha ajustadas ao modelo DTU17 para a estação IMBT

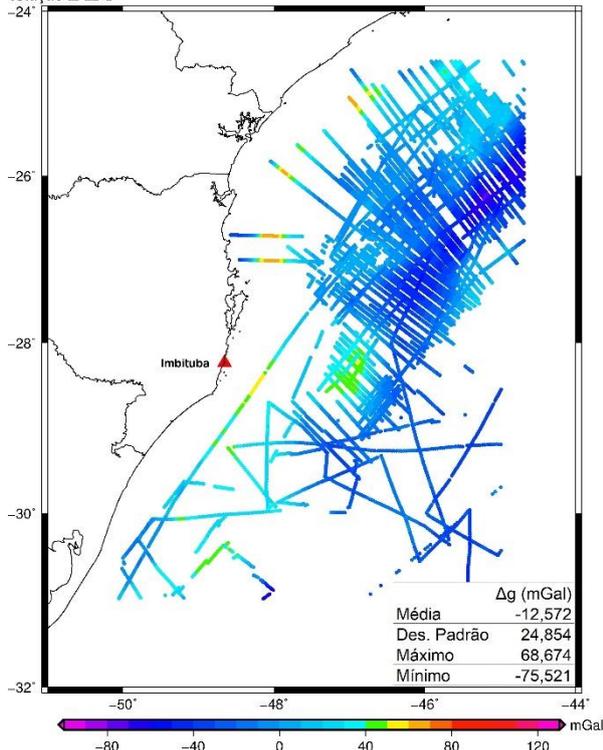


Figura 36 – Anomalias ar livre de gravidade marinha para a estação IMBT.

#### 5.4.4 Modelos geoidais e quase geoidais

Também foi utilizado na pesquisa, os modelos GEOID2021 e o QGEOID2021 (MATOS et al., 2021) que são os novos modelos geoidais e quase geoidais, respectivamente e que foram desenvolvidos para a América do Sul. Foi usado também, para efeitos de

comparação, o antigo modelo geoidal da América do Sul GEOID2015 (BLITZKOW et al., 2016a).

No cálculo dos modelos GEOID2021 e QGEOID2021 foi usado o Modelo Digital de Elevação (MDE) SRTMv3 (FARR et al., 2007) e o MGG XGM2019e (ZINGERLE et al., 2020) para decomposição e recomposição espectral de grau e ordem 200. Nesses modelos, os lugares que não possuíam informação gravimétrica foram completados também com o MGG XGM2019e, porém com grau e ordem completos. Foi aplicada a integral de Stokes com a modificação de Vaníček e Kleusberg (VANÍČEK; KLEUSBERG, 1987), todos os cálculos foram feitos no conceito de maré zero e foi aplicado o termo de ordem zero com valor de  $-0,17$ .

Já no modelo GEOID2015, o MDE aplicado foi o SAM3sv2, usado para decomposição e recomposição espectral o MGG EIGEN-6C4 (FÖRSTE et al., 2015) até grau e ordem 200. Neste modelo os espaços com ausência de gravidade não foram completados. Durante seu o cálculo foi aplicado a integral de Stokes, porém com a modificação de Molodenskii (FEATHERSTONE, 2003), com o conceito de maré livre de maré e aplicado o termo de ordem zero no valor de  $-0,41$  m.

Por fim, os dados de gravimetria terrestre usados, são os mesmos que foram usados para a produção dos modelos GEOID2021 e QGEOID2021. São dados pertencentes ao banco de dados do Laboratório de Topografia e Geodesia, Escola Politécnica da USP (LTG/EPUSP). Os dados foram disponibilizados em formato de grade de  $5' \times 5'$ . A Figura 37 apresenta as anomalias de gravimetria terrestre aplicados nesta pesquisa para a estação CEFT em a) e para a estação IMBT em b).

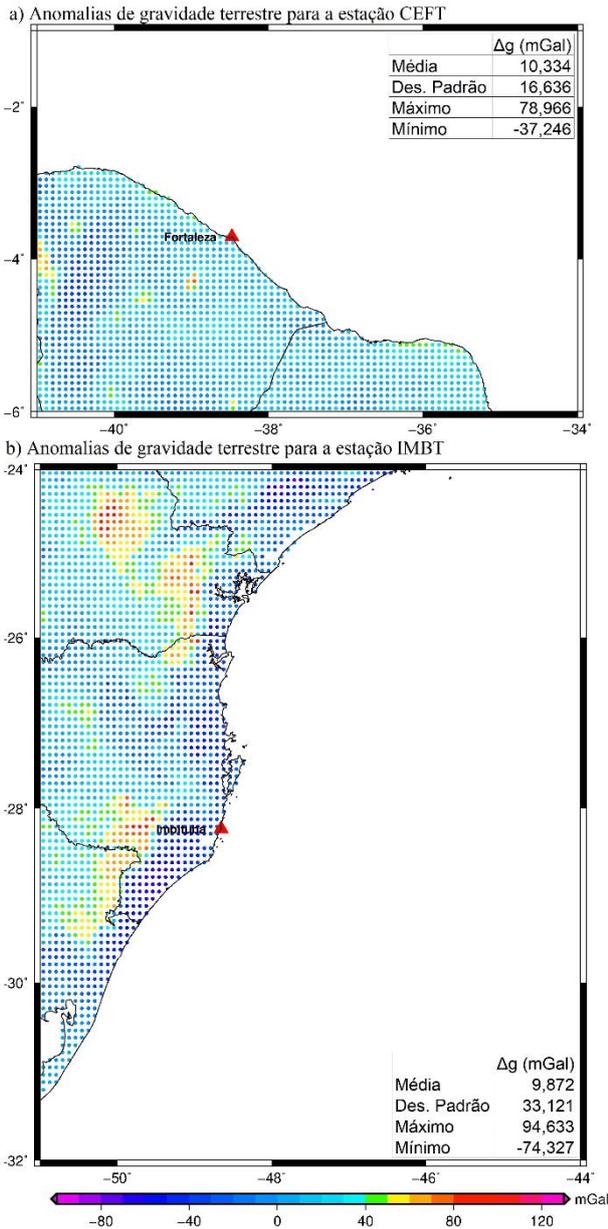
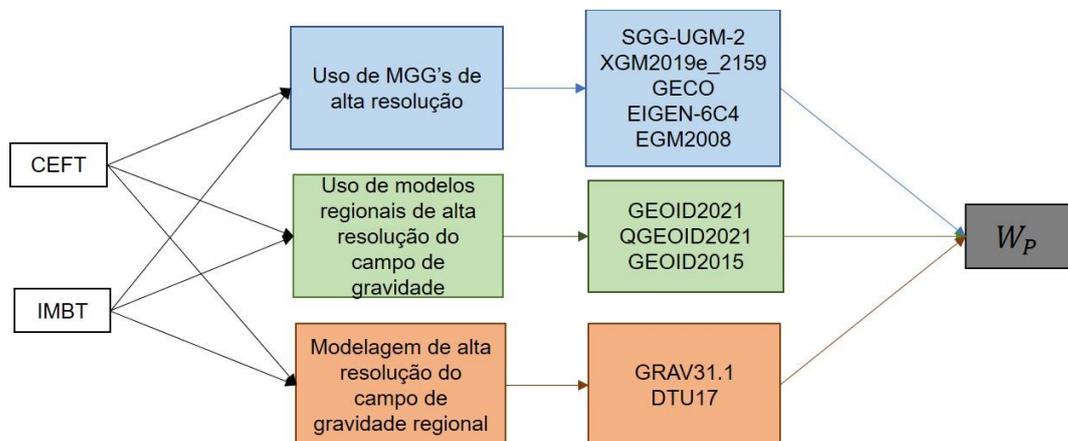


Figura 37 – Anomalias de gravidade ar livre terrestres para as estações CEFT e IMBT.

## 5.5 Métodos



Nesta seção estão apresentados os métodos de cálculo do potencial da gravidade que foram aplicados na pesquisa. Adianta-se que o potencial da gravidade foi obtido por meio de três métodos. O primeiro é pela metodologia de combinação de MGGs de alta resolução; a segunda foi aplicando modelos de alta resolução do campo de gravidade regional atuais para o Brasil, que são o GEOID2021 e QGEOID2021 (MATOS et al., 2021) e GEOID2015 (BLITZKOW et al., 2016a); e, a terceira metodologia, foi feita aplicando a modelagem de alta resolução do campo de gravidade regional, na qual foi calculado o valor de ondulação geoidal e o potencial de gravidade para as estações CEFT e IMBT incluindo os valores de gravidade marinha medidas a bordo de navio e terrestre. Esta seção também contém informação sobre a produção do modelo integrado de dados de gravidade marinha e terrestre usados na última metodologia. A Figura 38 mostra os passos usados para o cálculo de  $W_p$ .

### 5.5.1 Uso de MGGs de alta resolução

Nesta pesquisa, foram usados modelos mais recentes, desenvolvidos até grau e ordem 2190, que são SGG-UGM-2 (LIANG et al., 2020), XGM2019e (ZINGERLE et al., 2020) e também modelos consolidados na literatura com grau e ordem também completos, sendo eles os modelos GECO (GILARDONI et al., 2015), EIGEN-6C4 (FÖRSTE et al., 2015) e EGM2008 (PAVLIS et al., 2012).

Os valores de  $W_p$  foram obtidos por meio da função geoidal “User-defined Points” no site do ICGEM (ICGEM, 2022). Foi aplicado o conceito maré zero, como é indicado por Sánchez et al. (2021), no qual os autores indicam que o processamento dos dados deve ser feito neste conceito e posteriormente convertido para o conceito maré média. Esse fato se justifica uma vez que o potencial gravitacional não é uma função harmônica, dessa forma não é possível realizar sua modelagem considerando o conceito maré média. Tais valores de  $W_p$  foram adquiridos para as estações CEFT e IMBT, considerando suas coordenadas conforme a Tabela 1. O termo de grau-zero foi considerado como sendo -0,17 m.

Figura 38 – Passos de cálculo do potencial de gravidade aplicados na pesquisa.

A partir deste valor de potencial de gravidade no conceito maré zero ( $W_{P(ZT)}$ ) foi calculado o número geopotencial no conceito maré zero ( $C_{ZT}$ ), conforme a Equação 44:

$$C_{ZT} = W_0 - W_{P(ZT)} \quad (44)$$

onde  $W_0$  é potencial de gravidade na superfície equipotencial de referência (62636853,4 m<sup>2</sup>.s<sup>-2</sup> (DREWES et al., 2016)).

Porém, como dito anteriormente, o valor do número geopotencial para a realização do IHRF deve ser dado no conceito maré média. Para isso é necessário calcular o valor do potencial gerador de marés no geóide considerando o conceito maré média ( $W_{T0}$ ), esse cálculo é feito da seguinte maneira (Equação 45):

$$W_{T0} \approx 0.9722 - 2.8841 \cdot \sin^2\varphi - 0.0195 \cdot \sin^4\varphi \quad (45)$$

onde  $\varphi$  é a latitude no elipsoide GRS80, informações como constantes desse elipsoide podem ser encontradas em MORITZ (1980).

Assim, o valor do número geopotencial no conceito maré média usado no IHRF ( $C_{IHRF}$ ) é dado pela Equação 46:

$$C_{IHRF} = C_{ZT} - W_{T0} \quad (46)$$

Aplicando (44),  $C_{IHRF}$  é obtido a partir de  $C_{ZT}$  usando a transformação do tipo datum-superfície (SÁNCHEZ et al., 2021).

### 5.5.2 Cálculo do potencial de gravidade usando modelos de alta resolução do campo de gravidade regional

Nesta etapa, aplicou-se os modelos regionais geoidal e quase geoidal atuais para o Brasil que são o GEOID2021 e o QGEOID2021 respectivamente (MATOS et al., 2021), além do antigo modelo geoidal GEOID2015 (BLITZKOW et al., 2016a) onde o recorte para região brasileira é popularmente conhecido como MAPGEO2015. Esses modelos fornecem a ondulação geoidal (GEOID2021 e GEOID2015) e a anomalia de altura (QGEOID2021).

Com estes valores de ondulação geoidal (GEOID2021 e GEOID2015) e anomalia de altura (QGEOID2021) foi possível calcular o valor do potencial da gravidade para as estações CEFT e IMBT. As coordenadas das estações, descritas na Tabela 6, estão no conceito livre de maré. Devido a esse fato, foi necessário converter a altitude geodésica para o conceito maré zero ( $h_{ZT}$ ) por meio da Equação 47 (SÁNCHEZ; SIDERIS, 2017), uma vez que a estratégia para a determinação do  $C_{IHRF}$  é obter o potencial de gravidade no conceito maré zero ( $W_{P(ZT)}$ ), descrito na Equação 48 (SÁNCHEZ et al., 2021), e assim calcular  $C_{ZT}$  (44) e por fim  $C_{IHRF}$  (46).

$$h_{ZT} = h_{TF} + 0,0602 - 0,1790 \cdot \sin^2\varphi - 0,0018 \cdot \sin^4\varphi \quad (47)$$

onde  $h_{TF}$  é a altitude geodésica no conceito livre de maré.

$$W_{P(ZT)} = W_{P(prov)} + \Delta W^{ITRF} + \Delta W^{-GGM} \quad (48)$$

onde  $W_{P(prov)}$  é o produto do potencial intermediário sem correções, que pode ser calculado pela Equação 49 (SÁNCHEZ et al., 2021) utilizando um modelo geoidal e pela Equação 51 (SÁNCHEZ et al., 2021) se for utilizado um modelo quase geoidal.

$$W_{P(prov)} = W_0 - (h_p - N_p) \cdot \bar{g}_p \quad (49)$$

Na qual,  $\bar{g}_p$  é dado pela Equação 50:

$$\bar{g}_p = g_p + 0,424 \cdot 10^{-6} \cdot (h_p - N_p) + TC_p \quad (50)$$

onde  $h_p$  é a altitude geodésica no conceito livre de maré no ponto  $P$ , que por sua vez corresponde à estação IHRF,  $N_p$  é a ondulação geoidal e  $g_p$  é o valor de aceleração de gravidade em  $P$  e  $TC_p$  é a correção do terreno obtido a partir de um MDE. Nesta pesquisa foi usado o SRTMv3 (FARR et al., 2007).

$$W_{P(prov)} = W_0 - (h_p - \zeta_p) \cdot \bar{\gamma}_{Q0} \quad (51)$$

Na qual,  $\bar{\gamma}_{Q0}$  é dado pela Equação 52:

$$\bar{\gamma}_{Q0} = \gamma_0 \cdot \left(1 - \frac{1}{a} \cdot (1 + f + m - 2f \cdot \sin^2\varphi) \cdot (h_p - \zeta_p)\right) \quad (52)$$

Na qual,  $\gamma_0$  é dado pela Equação 53:

$$\gamma_0 = \gamma_e (1 + \beta \sin^2\varphi + \beta' \sin^2 2\varphi) \quad (53)$$

onde  $\zeta_p$  é a anomalia de altura,  $a$  o semi-eixo maior do elipsoide,  $f$  o achatamento do elipsoide,  $m$  é a relação da força centrífuga por unidade de massa pela gravidade normal no equador,  $\gamma_e$  a gravidade normal no equador,  $\beta$  e  $\beta'$  são coeficientes do campo de gravidade normal adotados em uma assembleia da IAG, realizada em Estocolmo em 1930, e assumem valor de  $\beta = 0,0052884$  e  $\beta' = -0,0000059$  (HOFMANN-WELLENHOF e MORITZ, 2005). As constantes  $a$ ,  $f$ ,  $m$  e  $\gamma_e$  referentes ao elipsoide GRS80 podem ser encontradas em Moritz (1980).

Por sua vez,  $\Delta W^{ITRF}$  corresponde às correções nas informações de posição para o conceito maré zero e  $\Delta W^{-GGM}$  a correção caso o MGG seja obtido no conceito livre de maré para o conceito maré zero (Equação 54, que pode ser encontrada em Sánchez et al. 2021). Porém, como os modelos geoidais e quase geoidal usados na pesquisa já estão em maré zero a correção  $\Delta W^{-GGM}$  não foi aplicada, sendo usada, portanto, para o cálculo de  $\Delta W^{ITRF}$  a Equação 55 (SÁNCHEZ et al., 2021).

$$\Delta W^{ITRF} + \Delta W^{-GGM} = -0,2966 + 0,8819 \cdot \text{sen}^2 \varphi + 0,0065 \cdot \text{sen}^4 \varphi \quad (54)$$

$$\Delta W^{ITRF} = -0,5901 + 1,7475 \cdot \text{sen}^2 \varphi + 0,0273 \cdot \text{sen}^4 \varphi \quad (55)$$

Após a obtenção de  $C_{IHRF}$  calculou-se as altitudes ortométricas e normais por meio da Equação 56 e 57 respectivamente.

$$H = \frac{C_{IHRF}}{\bar{g}_P} \quad (56)$$

$$H = \frac{C_{IHRF}}{\bar{\gamma}_{QO_0}} \quad (57)$$

A Figura 39 esquematiza os passos de desenvolvimento de cálculo desta etapa.

### 5.5.3 Modelagem de alta resolução do campo de gravidade regional

Antes de realizar a modelagem do campo de gravidade regional foi realizado o procedimento de integração dos dados de gravidade para as regiões de estudo. Primeiramente foi realizada a integração dos dados de gravidade marinha com os dados dos modelos globais de gravidade marinha GRAV31.1 (SANDWELL et al., 2021) e DTU17 (ANDERSEN; KNUDSEN, 2020).

Essa integração foi realizada pela análise da distribuição espacial dos dados na qual foi dada preferência aos valores de gravidade marinha sobre os do modelo global. Ambos os modelos estavam em uma grade de 1'x 1', posterior à essa integração os dados foram extrapolados para uma grade de 5'x 5' para ficar compatível com a resolução dos dados terrestres. Assim, o próximo passo foi a integração com os dados terrestre, gerando uma grade regular de 5'x 5' para a região pesquisada.

A modelagem do campo de gravidade regional foi feita seguindo o mesmo rigor, parâmetros e rotinas que foram aplicados na produção do modelo GEOID2021 (MATOS et al., 2021), com a finalidade de comparação

entre os resultados obtidos. A única diferença é somente a inserção dos dados de gravidade marinha.

O cálculo foi realizado por meio do pacote de programas canadense SHGeo (*Stokes-Helmert GEOid Software*) (ELLMANN; VANÍČEK, 2007). Esta etapa compreendeu a aplicação do procedimento RCR para obter o valor de ondulação geoidal para as estações CEFT e IMBT.

A primeira etapa foi aplicar a adição dos efeitos topográficos diretos (*Direct Topographical Effects – DTE*), efeitos atmosféricos diretos (*Direct Atmospheric Effects – DAE*), efeito topográfico indireto secundário (*Secondary Indirect Topographic Effect – SITE*) e a correção geoide-quase geoide (G-QG). Para a obtenção desses efeitos foi adotado o MDE SRTMv3 (FARR et al., 2007) com resolução de 3". A partir desse MDE, foi gerado uma grade com resolução de 5', por meio da qual também foram calculados o Efeito Topográfico Indireto Primário (*Primary Indirect Topographic Effect – PITE*) e o Efeito Atmosférico Indireto Primário (*primary indirect atmospheric effect – PIAE*) que foram adicionados ao final do processo RCR para o cálculo de  $N_p$ .

Após a adição dos efeitos, foi aplicada a remoção das informações fornecidas pelo MGG ( $N_{MGG}$ ), chamadas de longos e médios comprimentos de onda. O MGG usado para essa etapa foi o XGM2019e (ZINGERLE et al., 2020) até grau e ordem 200.

O próximo passo foi o cálculo da anomalia residual ( $\Delta g_{res}$ ) que foi feita por meio da integral modificada de Stokes, com a modificação de Ellmann e Vaníček (2007). A fórmula para obter ondulações geoidais com a integral modificada de Stokes é dada pela equação (58) (ELLMANN; VANÍČEK, 2007):

$$N(\Omega) = \frac{R}{4\pi\gamma_0(\phi)} \iint_{\Omega_{\psi_0}} S^M(\psi_0, \Psi(\Omega, \Omega')) \Delta g(r_t, \Omega) d\Omega' + \frac{R}{2\gamma_0(\phi)} \sum_{n=2}^M \frac{2}{n-1} \Delta g_n^h(r_g, \Omega) + \frac{\delta V^t(r_g, \Omega)}{\gamma_0(\phi)} + \frac{\delta V^a(r_g, \Omega)}{\gamma_0(\phi)} \quad (58)$$

Na qual,  $\Delta g(r_g, \Omega)$  é dada pela equação 59:

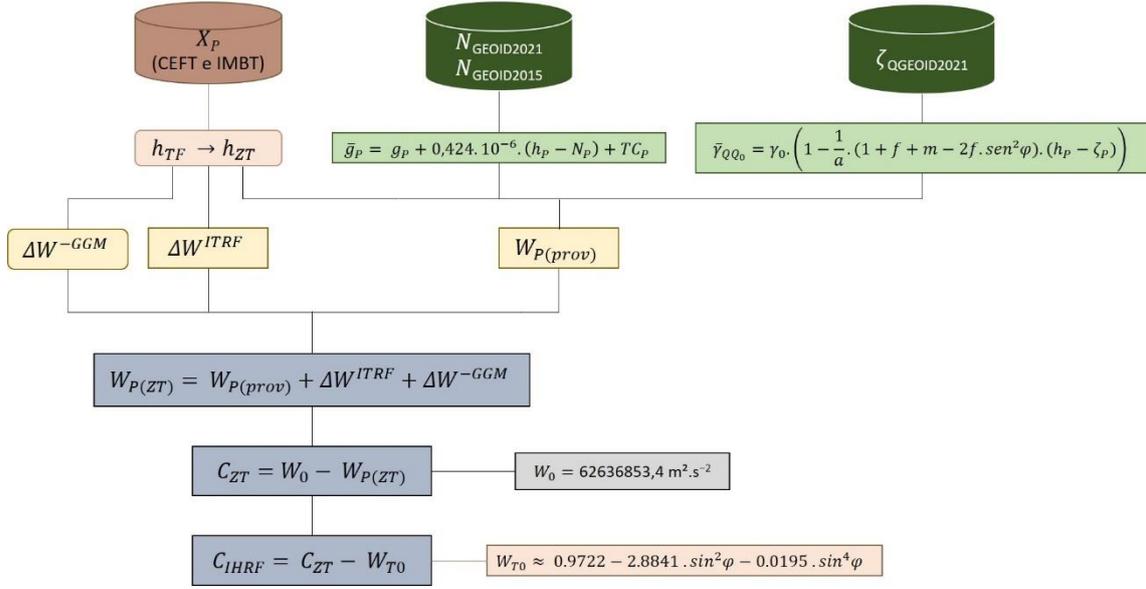


Figura 39 – Fluxograma do cálculo de  $W_p$  usando modelos de gravidade regional de alta resolução

$$\Delta g(r_g, \Omega) = \Delta g^h(r_T, \Omega) - \sum_{n=2}^M \Delta g_n^h(r_g, \Omega) \quad (59)$$

onde  $R$  é o raio médio da Terra,  $r$  o raio geocêntrico,  $S^M(\psi_0, \psi(\Omega, \Omega'))$  o núcleo modificado de Stokes de Vaníček and Kleusberg (1987),  $\psi(\Omega, \Omega')$  corresponde ao ângulo geocêntrico entre o ponto de cálculo e os dados de gravidade,  $\Delta g(r_g, \Omega)$  é a anomalia gravimétrica residual expressa em 59,  $d\Omega'$  é o elemento da área de integração, e  $\frac{\delta V^t(r_g, \Omega)}{\gamma_0(\phi)}$  trata-se da correção PITE e  $\frac{\delta V^a(r_g, \Omega)}{\gamma_0(\phi)}$  corresponde à correção PIAE. Em 59, o termo  $\Delta g^h(r_T, \Omega)$  é a anomalia de gravidade de Helmert, e que pode ser obtida por (VANÍČEK et al., 1999):

$$\Delta g^h(r_T, \Omega) = \Delta g^{FA}(r_T, \Omega) + \delta A^t(r_T, \Omega) + \frac{2}{r_T(\Omega)} \delta V^t(r_T, \Omega) + \delta A^a(r_T, \Omega) + x(r_T, \Omega) \quad (60)$$

onde  $\Delta g^{FA}(r_T, \Omega)$  é a média da anomalia ar livre,  $\delta A^t(r_T, \Omega)$  é o efeito DTE,  $\frac{2}{r_T(\Omega)} \delta V^t(r_T, \Omega)$  o efeito SITE,  $\delta A^a(r_T, \Omega)$  o efeito DAE e  $x(r_T, \Omega)$  é o efeito G-QG.

Com a anomalia residual calculada, foi feita a restauração dos longos e médios comprimentos de onda, gerando a ondulação co-geoidal e adicionado os efeitos PITE, PIAE e o termo de ordem zero, que calculado para a superfície  $W_0$  é -0,17m, chegando à ondulação geoidal. A Figura 40 mostra os passos para a obtenção do modelo geoidal.

Com o campo de gravidade modelado para as estações CEFT e IMBT aplicou-se a metodologia descrita na seção 5.2 para a obtenção de  $W_p$  e  $C_{IHRF}$ .

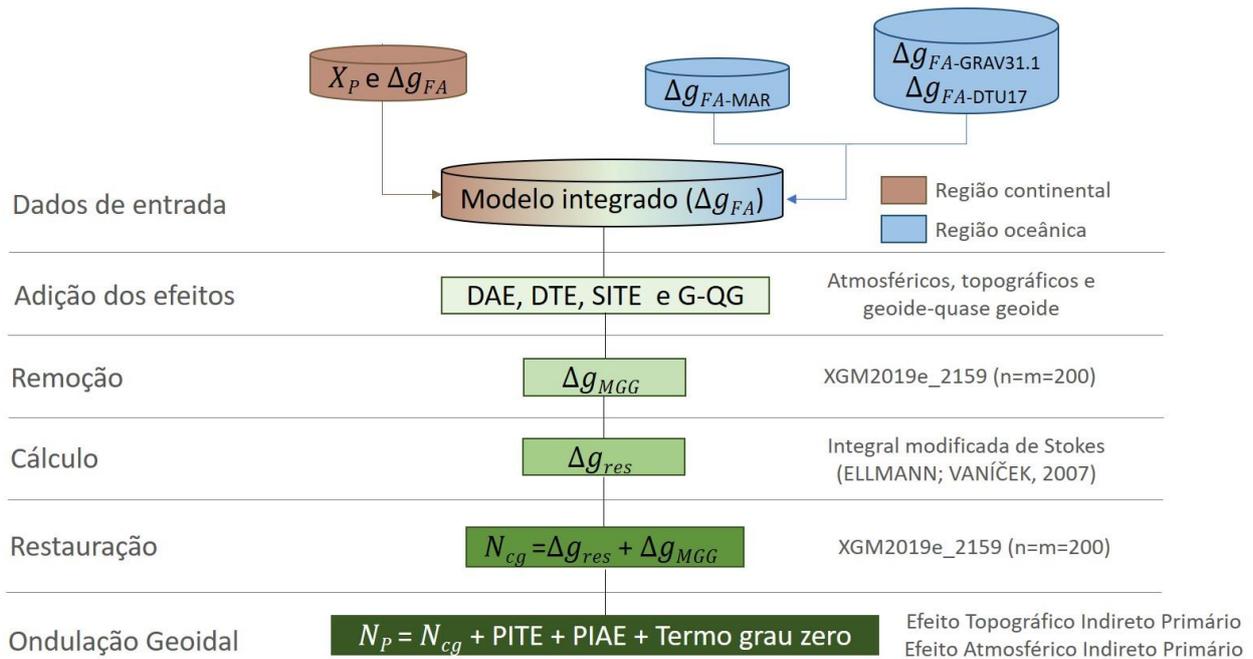


Figura 40 – Fluxograma da modelagem do campo de gravidade regional de alta resolução

### 5.1 Resultados e discussões

Nesta seção estão apresentados os valores obtidos de  $W_p$  e de  $C_{IHRF}$  para todos os métodos de cálculo que foram aplicados, além das figuras geradas durante o processo RCR com suas estatísticas.

Os valores de  $W_p$  quando calculados usando os MGGs de alta resolução para as estações CEFT e IMBT estão apresentados na Figura 41.

O Gráfico 1 evidencia consistência nas soluções dos modelos, com exceção do modelo SGG-UFM2 para a estação de IMBT, que pode ser comprovado pelo desvio padrão das soluções, que para CEFT é de  $0,175 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$  e para IMBT é de  $0,317 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ .

Por sua vez, os valores de  $W_p$  quando calculados usando os modelos regionais de alta resolução do campo de gravidade GEOID2015, GEOID2021 e QGEOID2021 estão apresentados na Figura 42.

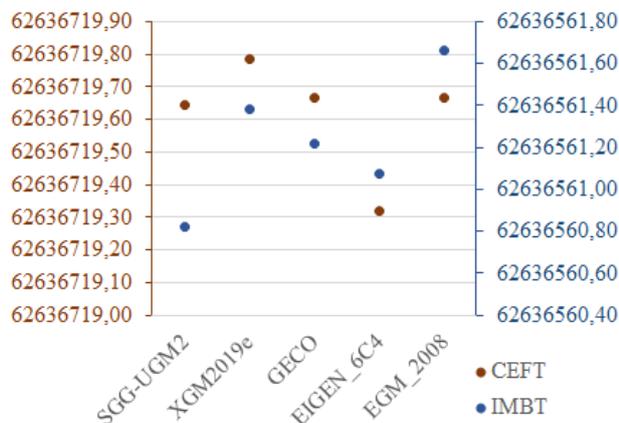


Figura 41 – Valores de  $W_p$  obtidos pelos MGGs ( $\text{m}^2.\text{s}^{-2}$ )

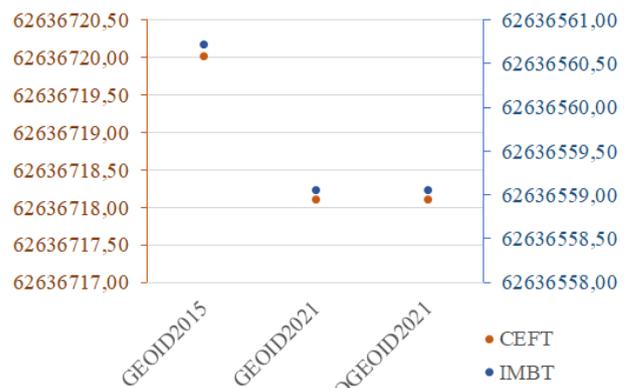


Figura 42 – Valores de  $W_p$  calculados com  $N$  dos modelos regionais ( $\text{m}^2.\text{s}^{-2}$ )

Os valores se diferenciam entre os modelos geoidais devido a diferenças durante a obtenção dos modelos. O GEOID2015 foi calculado usando o MGG EIGEN-6C4 (FÖRSTE et al., 2015), MDE SAM3sv2 (MATOS; BLITZKOW, 2008), termo de grau zero  $-0,41 \text{ m}$ , superfície  $W_0 = 62.636.855,69 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ , modificação de Molodenskii-Meissl (FEATHERSTONE, 2003) na função de Stokes, e, aplicado o conceito livre de maré. No GEOID2021 foi usado o MGG XGM2019e (ZINGERLE et al., 2020), MDE SRTMv3 (FARR et al., 2007), termo de grau zero  $-0,17 \text{ m}$ , superfície  $W_0 = 62.636.853,4 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$  (que é a superfície oficial publicada, que pode ser encontrada em Drewes et al. (2016)), modificação de Vaníček e Kleusberg (VANÍČEK; KLEUSBERG, 1987) na função de Stokes, e aplicado o conceito maré zero. Portanto, essa discrepância entre o GEOID2015 e GEOID2021 já era esperada.

Durante o processo de modelagem de alta resolução do campo de gravidade, para as estações CEFT e IMBT, aplicado nessa pesquisa, foram geradas figuras do processo RCR para verificar a variação no

comportamento, em termos de anomalia de gravidade, ocasionada pelo procedimento *Remove*.

A Figura 43 apresenta em a) as anomalias de gravidade antes da remoção e em b) as anomalias de gravidade residuais após o processo de remoção para a estação CEFT, em c) e d) as anomalias de gravidade antes e depois da remoção, respectivamente, para a estação IMBT, ambas usando o modelo DTU17.

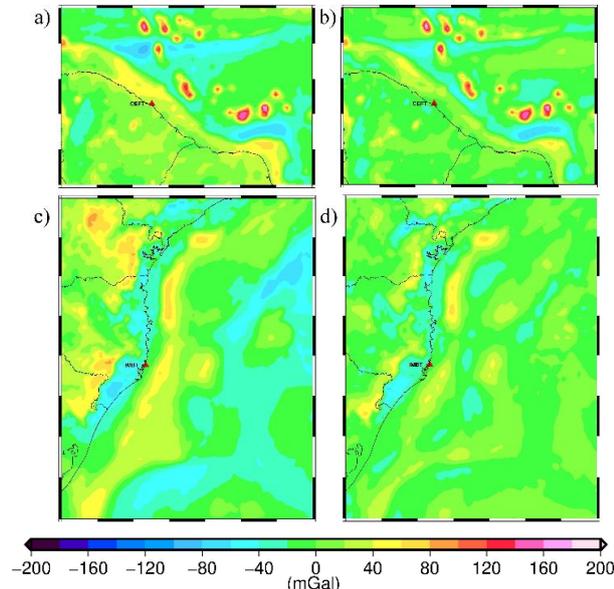


Figura 43 – Anomalias de gravidade no processo de remoção usando o modelo DTU17

A Figura 44 apresenta em a) as anomalias de gravidade antes da remoção e em b) as anomalias de gravidade residuais após o processo de remoção para a estação CEFT, em c) e d) as anomalias de gravidade antes e depois da remoção, respectivamente, para a estação IMBT, ambas usando o modelo GRAV31.1.

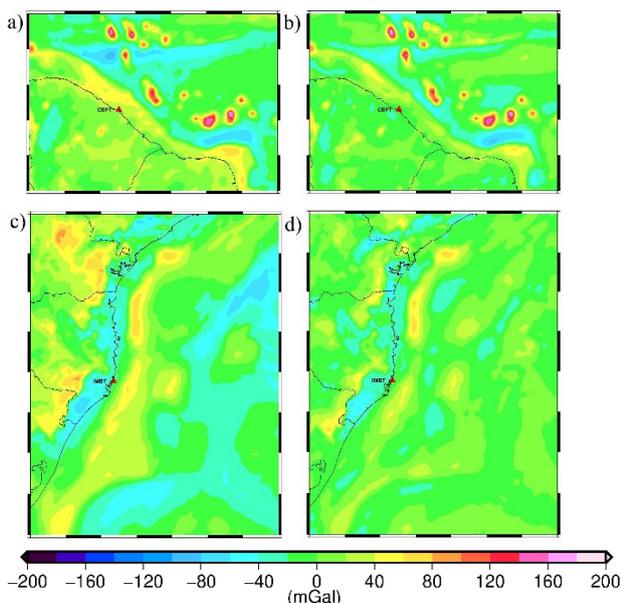


Figura 44 – Anomalias de gravidade no processo de remoção usando o modelo GRAV31.1

Visualmente, é possível notar nas Figuras 43 e 44 que o processo *Remove* gerou uma suavização nos dados, como era o esperado. Essa suavização é mais destacada na estação IMBT para os dois modelos globais de gravidade marinha estudados (DTU17 e GRAV31.1), uma vez que a região no entorno da estação IMBT possui uma topografia mais acentuada que em relação ao entorno da estação CEFT. Ressalta-se que não foi aplicada a Remoção da Correção do Terreno para fins de comparação com o modelo geoidal GEOID2021, uma vez que no seu processamento não foi adicionado tal efeito.

Uma análise matemática pode ser feita por meio da Tabela 7, que apresenta as estatísticas referentes aos valores de anomalias representadas nas Figuras 43 e 44. Nela,  $\Delta g_{FA}$  corresponde aos valores de anomalias ar livre do modelo integrado produzido utilizando o modelo DTU17 ou o modelo GRAV31.1.

Tabela 7 – Estatísticas das anomalias de gravidade no processo de Remoção (mGals)

		Média	Des. Padrão	Máx.	Mín.
CEFT	$\Delta g_{FA}^{DTU}$	0,239	30,674	179,522	-88,704
	$\Delta g_{FA}^{DTU} - \Delta g_{MGG}^{DTU}$	-1,437	25,252	188,700	-83,100
	$\Delta g_{FA}^{GRAV31.1}$	0,070	30,926	185,977	-89,321
	$\Delta g_{FA}^{GRAV31.1} - \Delta g_{MGG}^{GRAV31.1}$	-1,605	25,530	195,100	-82,900
	$\Delta g_{MGG}^{GRAV31.1}$				
IMBT	$\Delta g_{FA}^{DTU}$	-3,680	29,298	94,633	-77,077
	$\Delta g_{FA}^{DTU} - \Delta g_{MGG}^{DTU}$	-1,399	17,265	72,500	-73,800
	$\Delta g_{FA}^{GRAV31.1}$	-3,514	29,447	94,633	-76,775
	$\Delta g_{FA}^{GRAV31.1} - \Delta g_{MGG}^{GRAV31.1}$	-1,233	17,409	72,500	-73,800
	$\Delta g_{MGG}^{GRAV31.1}$				

Fonte: A autora

Os valores médios da Tabela 7 evidenciam o explanado sobre as Figuras 43 e 44, na qual é possível notar que a estação IMBT teve uma maior suavização nos valores de anomalias de gravidade residuais do que a estação CEFT.

A modelagem que usou os dados de anomalias terrestre, marinha e do modelo DTU17 está apresentada nesta pesquisa como ModDTU17 e está representado na Figura 45. Já a modelagem em que foi aplicado os dados de anomalias terrestre, marinha e do modelo GRAV31.1, está apresentada como ModGRAV31.1 e esquematizada na Figura 46.

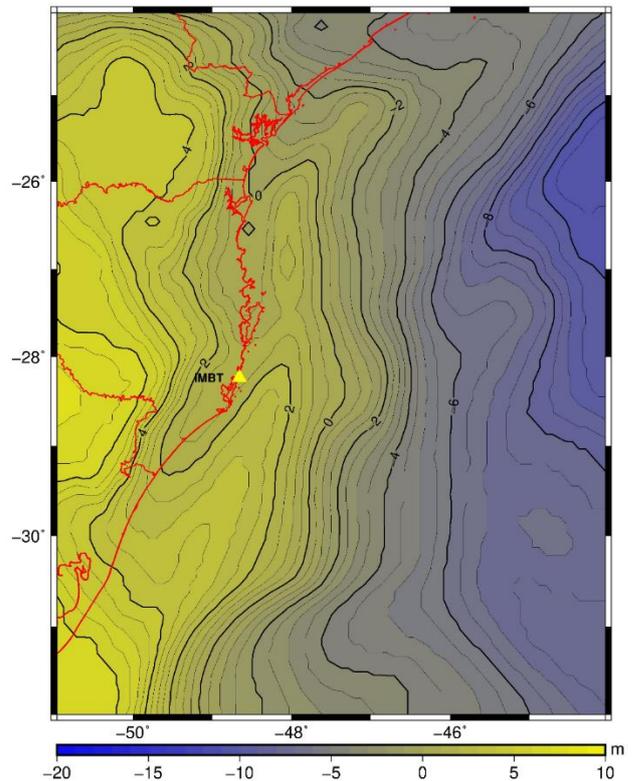
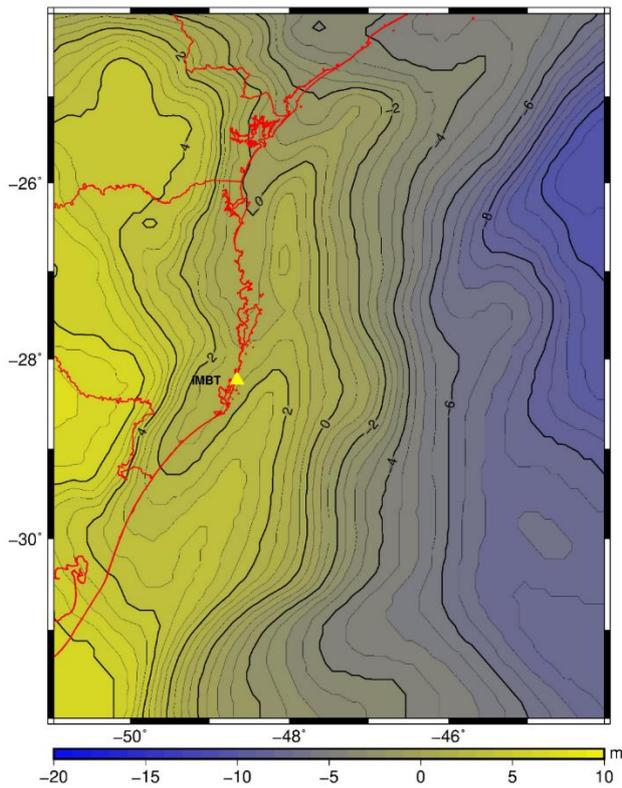
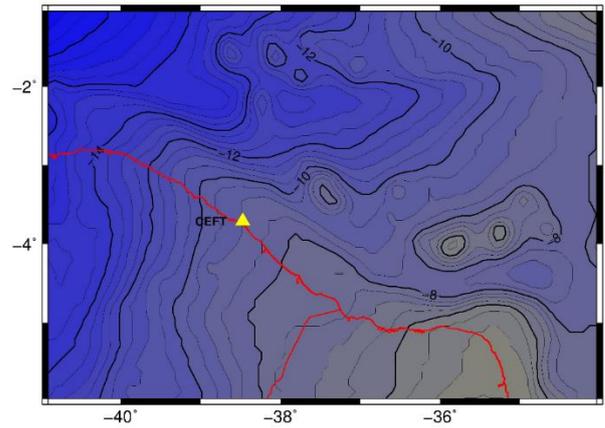
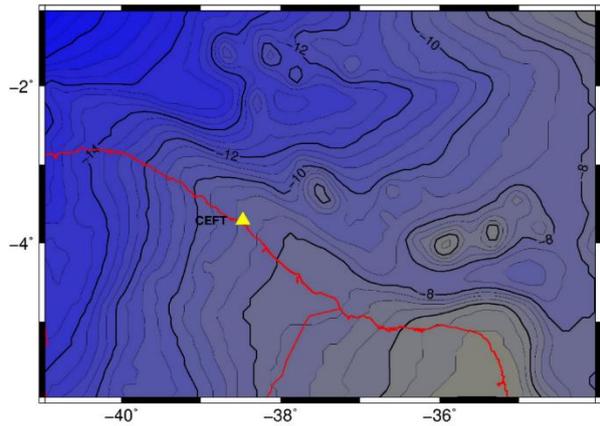


Figura 45 – Modelo de ondulação geoidal gerado usando dados do modelo global DTU17 (ModDTU17)

Figura 46 – Modelo de ondulação geoidal gerado usando dados do modelo global GRAV31.1 (ModGRAV31.1)

Pode-se concluir que ambos modelos são consistentes entre si, pois não apresentaram variações significativas nos valores estatísticos referentes aos modelos calculados, como pode ser visto na Tabela 8.

Tabela 8 – Estatísticas dos modelos geoidais produzidos (m)

		Média	Des. Padrão	Máx.	Mín.
CEFT	ModDTU17	-10,339	3,125	-4,491	-19,491
	ModGRAV 31.1	-10,347	3,124	-4,391	-19,491
IMBT	ModDTU17	-1,684	4,728	7,258	-10,990
	ModGRAV 31.1	-1,677	4,725	7,258	-10,990

Fonte: A autora.

A Figura 47 apresenta os valores calculados de  $W_p$  utilizando a ondulação geoidal advinda da modelagem do campo de gravidade aplicada nessa pesquisa.

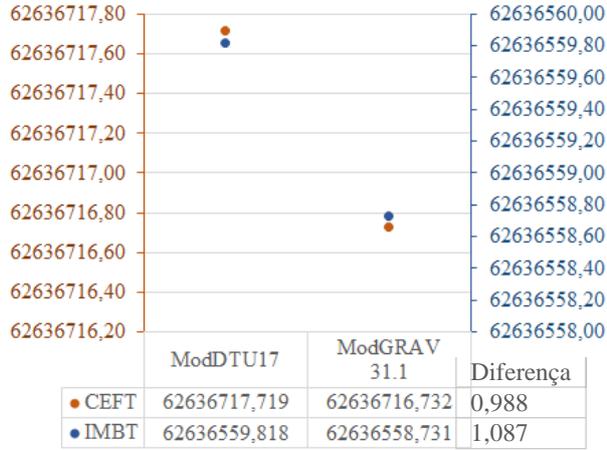


Figura 47 – Valores de  $W_p$  calculados com  $N$  modelado ( $m^2.s^{-2}$ )

Por meio da Figura 47 é possível notar que os modelos produzidos provocaram uma diferença de  $W_p$  significativa, tanto para a estação CEFT e também para IMBT, uma vez que correspondem, à aproximadamente 10 cm.

Os valores de  $C_{IHRF}$  calculados para todas as soluções estão apresentados na Figura 48 para a estação CEFT e na Figura 49 para a estação IMBT.

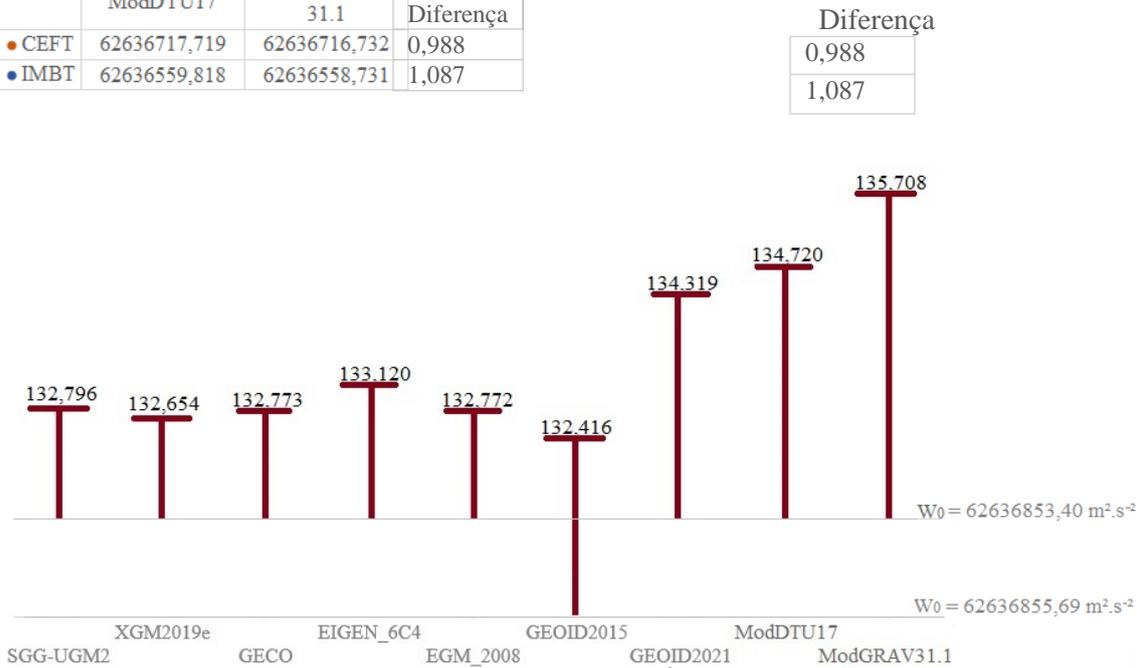


Figura 48 – Valores de  $C_{IHRF}$  calculados para a estação CEFT ( $m^2.s^{-2}$ )

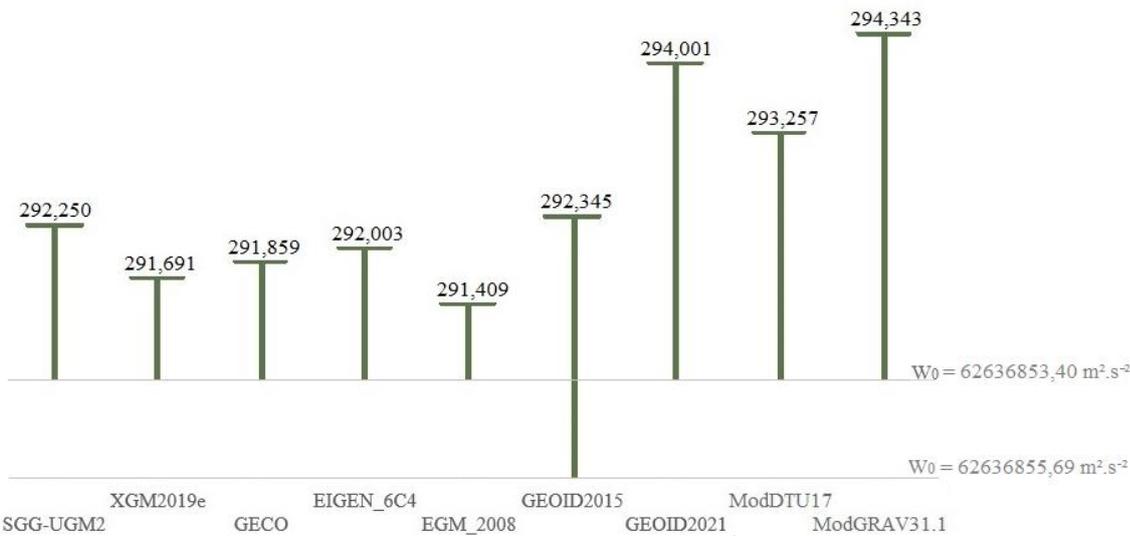


Figura 49 – Valores de  $C_{IHRF}$  calculados para a estação IMBT ( $m^2.s^{-2}$ )

Os valores do número geopotencial para os MGGs e também para o modelo GEOID2015 apresentaram valores semelhantes entre si, o desvio padrão entre eles para a estação CEFT é de  $0,223 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$  e para IMBT de  $0,350 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$ . Quando calculado incluindo o GEOID2021, ModDTU17 e ModGRAV31.1 o desvio padrão assume  $1,152 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$  para CEFT e  $1,048 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$  para IMBT. A consistência entre os MGGs pode ser explicada por usarem somente dados espaciais, por serem completos com dados do modelo EGM2008 e por terem metodologia semelhante na sua confecção.

O fato de o modelo GEOID2015 apresentar resultado semelhante às soluções dos MGGs e não aos modelos regionais graficamente, pode ser explicado uma vez que ele é referenciado a uma outra superfície equipotencial

e não ao  $W_0$  do IHRF (DREWES et al., 2016). Isso porque na sua confecção, foi aplicado o termo de grau zero  $-0,41\text{m}$  (BLITZKOW et al., 2016b), já para os modelos GEOID2021, ModDTU17 e ModGRAV31.1 o termo aplicado foi de  $-0,17 \text{ m}$ . Outro fator que pode explicar essa diferença, é que os modelos GEOID2021, ModDTU17 e ModGRAV31.1 foram determinados no conceito de maré zero e o GEOID2015 foi determinado no conceito livre de maré.

A Figura 50 apresenta os valores da altitude ortométricas (H) calculada para as estações CEFT e IMBT a partir dos números geopotenciais obtidos pelos diferentes cálculos aplicados na pesquisa.

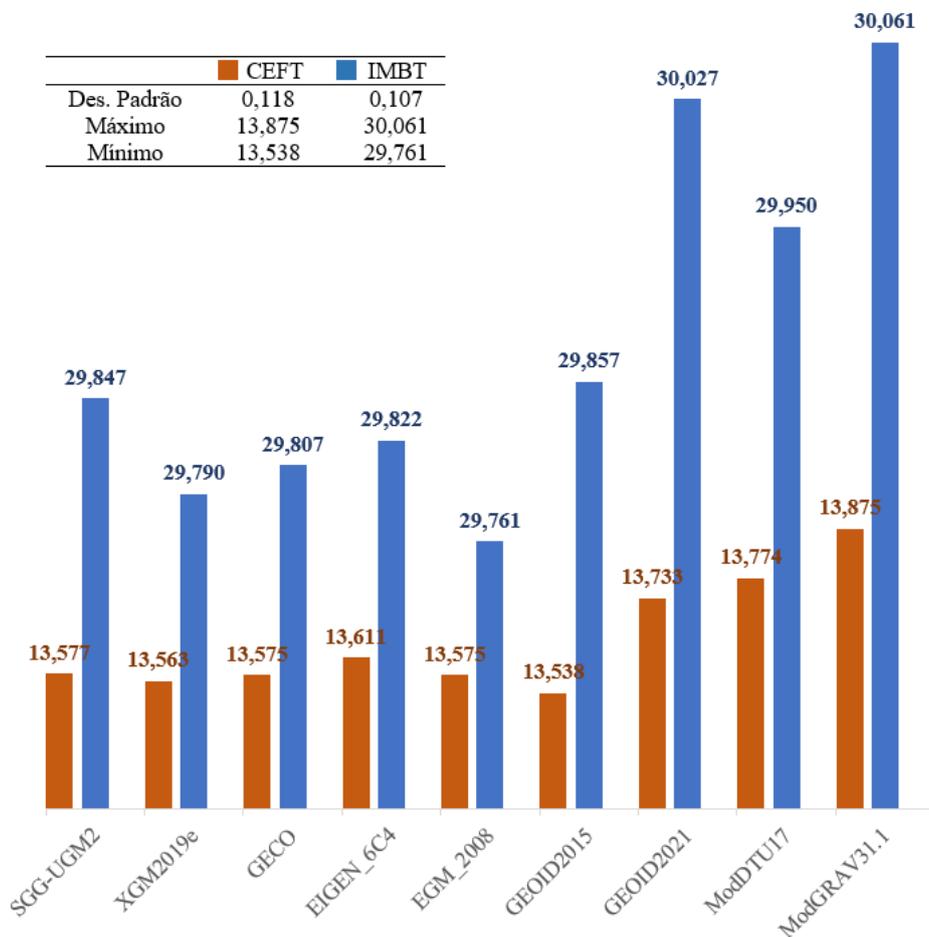


Figura 50 – Altitudes ortométricas calculadas a partir dos  $C_{IHRF}$  obtidos (m)

A Figura 50 mostra a importância da padronização do método de cálculo do potencial da gravidade, uma vez que as soluções apresentam diferença máxima de 33,7 cm para a estação CEFT e 30 cm para a estação IMBT. Observando somente os modelos regionais de alta resolução, que é o método de cálculo indicado por Sánchez et al. (2021), a diferença entre a altitude proveniente do modelo geoidal regional GEOID2021 e os modelos calculados na pesquisa chega a atingir 14,20 cm na estação CEFT e 11,1 cm na estação IMBT, o que

não atende a precisão almejada no momento que é de 1 cm na altitude, evidenciando assim, que a escolha do modelo global de gravidade marinha influencia nos resultados.

Como os valores entre o modelo GEOID2021 e o ModDTU17 apresentaram uma diferença de 4,1 cm para a estação CEFT e de 7,7 cm para a estação IMBT, foi recalculado o valor de ondulação geoidal usando o modelo DTU17 porém, desta vez, sem as informações de gravidade marinha medida a bordo de navios,

chamado nesta pesquisa de NDTU17, para fins de verificação se seria igual ao valor fornecido pelo modelo GEOID2021, uma vez que os dados de gravidade terrestre, os métodos de cálculo e as correções aplicadas foram iguais. O valor obtido segue apresentado na Tabela 9 para a estação CEFT e IMBT.

Tabela 9 – Número geopotencial ( $m^2.s^{-2}$ ) e altitude (m) calculados com e sem gravidade marinha

		C	H
CEFT	ModDTU17 (com gravidade marinha)	134,720	13,774
	NDTU17 (Sem gravidade marinha)	134,711	13,773
	Diferença	0,009	0,001
IMBT	ModDTU17 (com gravidade marinha)	293,257	29,950
	NDTU17 (Sem gravidade marinha)	293,306	29,955
	Diferença	0,049	0,005

Analisando a Tabela 9 é cabível afirmar que os dados de gravidade marinha não alteraram significativamente os resultados do número geopotencial, uma vez que a diferença está na casa dos milímetros. Uma explicação que pode justificar esse fato é que ao ser gerada uma grade de 5 arco minutos ocorre uma suavização nas informações pontuais de gravidade marinha. Outro fato é que talvez a quantidade de pontos dentro do raio de integração, que nesta pesquisa foi usado  $1^\circ$ , não tenha sido o suficiente para causar alteração nos resultados.

A diferença centimétrica entre o GEOID2021 e o NDTU17 pode estar relacionada a dois fatores: processos computacionais na geração da grade (extrapolação) do modelo DTU17, uma vez que essa etapa não é detalhada em Matos et al. (2021); e configuração dos scripts computacionais no processo RCR.

Laconicamente, todos os resultados obtidos apresentaram consistência, uma vez que estão próximos entre si.

### 5.7 Conclusões

Foram obtidos diferentes valores de  $W_p$ , devido aos diferentes métodos de cálculos e dos dados utilizados, evidenciando a importância da padronização do cálculo para soluções IHRF. Mesmo utilizando o método de cálculo indicado por Sánchez et al. (2021), esta pesquisa mostrou que o uso de diferentes modelos globais de anomalias de gravidade pode produzir diferenças maiores que 10 cm, o que não está dentro da precisão almejada na atualidade que é de 1 cm na altitude.

O ModDTU17 e o NDTU17 produzido nesta pesquisa foram calculados seguindo os mesmos dados de anomalias de gravidade terrestre, o mesmo MGG (XGM2019e de Zingerle et al. (2020)), a mesma modificação da função de Stokes (ELLMANN; VANÍČEK, 2007), o mesmo valor do termo de grau zero (-0,17 m) e adicionados os mesmos efeitos topográficos e atmosféricos, a única diferença é que no

ModDTU17 foram incluídos valores de anomalias de gravidade marinha medidos a bordo de navios. Os resultados de ambos foram iguais, alterando apenas milímetros (1 mm para CEFT e 5mm para IMBT), levando à conclusão que os dados de gravidade marinha medidos a bordo de navios não influenciaram, nem positivamente, nem negativamente, no cálculo do potencial de gravidade.

**Agradecimentos** Este estudo foi realizada com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001. Agradecimentos também ao Bureau Gravimétrique International (BGI) / IAG International Gravity Field Service, ao Centro de Hidrografia da Marinha e a Agência Nacional Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis pelos dados de gravidade marinha fornecidos, e, ao LTG/EPUSP pelos dados de gravimetria terrestre.

### 5.8 Referências

- ALTAMIMI, Z.; REBISCHUNG, P.; COLLILIEUX, X.; METIVIER, L.; CHANARD, K. (2022) ITRF2020: main results and key performance indicators, **EGU General Assembly 2022**, Vienna, Austria, 23–27 May 2022, EGU22-3958, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-3958>, 2022.
- ANDERSEN, O. B.; KNUDSEN, P. (2020) The DTU17 Global Marine Gravity Field: First Validation Results. **Fiducial Reference Measurements for Altimetry**. Springer. [https://doi.org/10.1007/1345\\_2019\\_65](https://doi.org/10.1007/1345_2019_65).
- ANDERSEN, O. B.; KNUDSEN, P.; STENSENG, L. (2015) The DTU13 MSS (mean sea surface) and MDT (mean dynamic topography) from 20 years of satellite altimetry. **IAG Symp** 144:111–121. [https://doi.org/10.1007/1345\\_2015\\_182](https://doi.org/10.1007/1345_2015_182).
- ANP - AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO, GÁS NATURAL E BIOCMBUSTÍVEIS (2021) **Resolução ANP N°847**. Disponível em: [https://www.gov.br/anp/pt-br/assuntos/exploracao-e-producao-de-oleo-e-gas/dados-tecnicos/legislacao-aplicavel/arquivos-legislacao-aplicavel/Resolucao\\_ANP\\_847-2021.pdf](https://www.gov.br/anp/pt-br/assuntos/exploracao-e-producao-de-oleo-e-gas/dados-tecnicos/legislacao-aplicavel/arquivos-legislacao-aplicavel/Resolucao_ANP_847-2021.pdf). Acesso em: jul. 2021.
- BARNES, D. E. (2019) 2019 updates earth gravitational model 2020. **American Geophysical Union, Fall Meeting 2019**, bibcode: 2019AGUFM.G33B0668B.
- BARTHELMES, F. **Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models: theory and formulas used by the calculation service of the International Centre for Global Earth Models (ICGEM)**. Potsdam, 2013. Disponível em: <<http://icgem.gfz-potsdam.de/str-0902-revised.pdf>>. Acesso em 22 jan 2022.
- BENTEL, K.; SCHMIDT, M.; GERLACH, C. (2013) Different radial basis functions and their applicability for regional gravity field representation

- on the sphere. **GEM - International Journal on Geomathematics**, v. 4, n. 1, p. 67–96, 2013.
- BGI - BUREAU GRAVIMÉTRIQUE INTERNATIONALE (2020) **Data / Products**. Disponível em: <https://bgi.obs-mip.fr/data-products/gravity-databases/marine-gravity-datas/>. Acesso em: mar. 2020.
- BLITZKOW, D.; MATOS, A. C. O. C. DE; GUIMARAES, G. N.; PACINO, M. C.; LAURIA, E. A.; NUNES, M.; CASTRO JUNIOR, C. A. C.; FLORES, F.; GUEVARA, N. O.; ALVAREZ, R.; HERNANDEZ, J. N. (2016a) Gravity and geoid model for South America. **EGU General Assembly 2016**, Geophysical Research Abstracts, Vol. 18, EGU2016-1626.
- BLITZKOW, D.; MATOS, A. C. O. C. DE; MACHADO, W. C.; NUNES, M. A.; LENGROBER, N. V.; XAVIER, E. M. L.; FORTES, L. P. S. (2016b) MAPGEO2015: O novo modelo de ondulação geoidal do Brasil. **Revista Brasileira de Cartografia**. p. 1873-1884. Rio de Janeiro. ISSN: 1808-0936.
- DREWES, H.; KUGLITSCH, F.; ADÁM, J.; RÓZSA, S. (2016) The Geodesist's Handbook 2016. **Journal of Geodesy**, v. 90, n. 10, p. 907–1205, 2016. DOI: 10.1007/s00190-016-0948-z.
- DTU - Danmarks Tekniske Universitet (2021) DTU Space. <https://ftp.space.dtu.dk/pub/>. Accessed 15 august 2021.
- ELLMANN, A.; VANÍČEK, P. (2007) UNB applications of Stokes-Helmert's approach to geoid computation. **Journal of Geodynamics**. v. 43, p. 200-213. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2006.09.019>.
- ESA – EUROPEAN SPACE AGENCY. **ESA's gravity mission – GOCE**. BR-2009. Revised June 2006. ESA Publications Division. ESTEC, Noordwijk, The Netherlands, 2006.
- FARR, T. G.; ROSEN, P. A.; CARO, E.; CRIPPEN, R.; DUREN, R.; HENSLEY, S.; KOBRICK, M.; PALLER, M.; RODRIGUEZ, E.; ROTH, L.; SEAL, D.; SHAFFER, S.; SHIMADA, J.; UMLAND, J.; WERNER, M.; OSKIN, M.; BURBANK, D.; ALSDORF, D. (2007) The Shuttle Radar Topography Mission. **Reviews of Geophysics**. <https://doi.org/10.1029/2005RG000183>.
- FEATHERSTONE, W.E. (2003) Software for computing five existing types of deterministically modified integration kernel for gravimetric geoid determination, **Computer & Geosciences**, 29, 183-193, [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(02\)00074-2](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(02)00074-2).
- FÖRSTE, C.; BRUINSMA, S. L.; ABRIKOSOV, O.; LEMOINE, J-M; MARTY, J C; FLECHTNER, F; BALMINO, G.; BARTHELMES, F.; BIANCALE, R. (2015) EIGEN-6C4 The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. <https://doi.org/10.5880/ICGEM.2015.1>.
- GGOS – Global Geodetic Observing System. Global Geodetic Observing System. Disponível em: [<https://ggos.org/about/what-is-ggos/>](https://ggos.org/about/what-is-ggos/). Acesso: nov. 2021.
- GILARDONI, M.; REGUZZONI, M.; SAMPIETRO, D. (2015). **GECO: a global gravity model by locally combining GOCE data and EGM2008**. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 60(2), pp.228-247.
- GRACE – GRAVITY RECOVERY AND CLIMATE EXPERIMENT. **Science and mission**. Requirement's document, revision A, JPLD-15928, NASA's Earth System Science Pathfinder Program, 1998.
- HIRT, C.; REXER, M. (2015) Earth 2014: 1 arc-min shape, topography, bedrock and ice-sheet models - available as gridded data and degree-10,800 spherical harmonics. **Int J Appl Earth Obs Geoinf**. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2015.03.001>.
- HOFMANN-WELLENHOF, B.; MORITZ, H. (2005) **Physical geodesy**. 2nd Edition, New York: Springer. 403 p. 2006.
- HUNEGNAW, A.; HIPKIN, R. G.; EDWARDS, J. (2008) A method of error adjustment for marine gravity with application to Mean Dynamic Topography in the northern North Atlantic. **J Geod**. <https://doi.org/10.1007/s00190-008-0249-2>.
- IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **RBMC - Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS**. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-sobre-posicionamento-geodesico/rede-geodesica/16258-rede-brasileira-de-monitoramento-contínuo-dos-sistemas-gnss-rbmc.html?=&t=dados-diarios-e-situacao-operacional>>. Acesso em: jul. 2022.
- ICGEM - INTERNATIONAL CENTRE FOR GLOBAL EARTH MODELS (2022). **Global Gravity Field Models**. Disponível em: [http://icgem.gfz-potsdam.de/tom\\_longtime](http://icgem.gfz-potsdam.de/tom_longtime)>. Accessed may 2022.
- IUGG - INTERNATIONAL UNION OF GEODESY AND GEOPHYSICS. **Resolution - Conventional Terrestrial Reference System**. Vienna, 23 aug. 1991.
- KOSTELECKÝ, J.; KLOKOCNÍK, J.; BUCHA, B.; BEZDEK, A.; FÖRSTE, C. (2015) Evaluation of the gravity field model EIGEN-6C4 in comparison with EGM2008 by means of various functions of the gravity potential and by GNSS/levelling. **Geoinformatics**. v14, n.1. Doi:10.14311/gi.14.1.1.
- KVAS, A.; MAYER-GÜRR, T.; KRAUSS, S.; BROCKMANN, J. M.; SCHUBERT, T.; SCHUH, W-D.; PAIL, R.; GRUBER, T.; JÄGGI, A.; MEYER, U. (2019) The satelliteonly gravity field model GOCO06s. GFZ Data Serv. <https://doi.org/10.5880/ICGEM.2019.002>.
- LEITE, E. P.; MOLINA, E. C.; USSAMI, N. Integração de dados de gravimetria marinha e de altimetria por satélite (geosat/erm) no Atlântico Sul (65/25°W e 25/40°S). **Brazilian Journal of Geophysics**, Vol. 17(2,3), 1999.

- LEQUENTREC-LALANCETTE, M. F.; SALAÚN, C.; BONVALOT, S.; ROUXEL, D.; BRUINSMA, S. (2016) Exploitation of marine gravity measurements of the mediterranean in the validation of global gravity field models. **International Association of Geodesy. Symposia**. [https://doi.org/10.1007/1345\\_2016\\_258](https://doi.org/10.1007/1345_2016_258).
- LIANG W.; LI J.; XU, X.; ZHANG, S.; ZHAO, Y. (2020) A High-Resolution Earth's Gravity Field Model SGG-UGM-2 from GOCE, GRACE, Satellite Altimetry, and EGM2008. **Engineering**. doi: 10.1016/j.eng.2020.05.008.
- MATOS, A.C.O.C.; BLITZKOW, D. (2008) Modelagem Digital de Terrenos (MDT) de 3" para a América do Sul. (Pos-Doc project), **Internal Report**, 38 p.
- MATOS, A.C.O.C.; BLITZKOW, D.; GUIMARÃES, G. N.; SILVA, V. C. (2021). Geoid and quasi-geoid models for South America. Presented at SIRGAS Symposium 2021, 29 November - 1 December 2021.
- MORITZ, H. (1980) Geodetic Reference System 1980. **Bull. Geodesique** **54**, 395–405. <https://doi.org/10.1007/BF02521480>.
- NASA – NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (1976) **Project Lageos**. NASA News. Washington, Abr. 1976. Disponível em: [https://lageos.gsfc.nasa.gov/docs/1976/NASA\\_LAGEOS\\_presskit\\_e000045273.pdf](https://lageos.gsfc.nasa.gov/docs/1976/NASA_LAGEOS_presskit_e000045273.pdf). Acesso em: jun. 2022.
- NEUMANN, G. A.; FORSYTH, D. W.; SANDWELL, D. (1993) Comparison of marine gravity from shipboard and high-density satellite altimetry along the midatlantic ridge, 30.5° -35.5° S. **Geophys. Res. Lett.** v20 n°15:1639-1642.
- NORDMAN, M.; PELTOLA, A.; BILKER-KOIVULA, M.; LAHTINEN, S. (2020) Past and Future Sea Level Changes and Land Uplift in the Baltic Sea Seen by Geodetic Observations. **International Association of Geodesy Symposia**. [https://doi.org/10.1007/1345\\_2020\\_124](https://doi.org/10.1007/1345_2020_124).
- PAVLIS, N. K., HOLMES S. A., KENYON S. C., FACTOR J. K. (2012) The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). **Journal of Geophysical Research: Solid Earth** (1978-2012). <https://doi.org/10.1029/2011JB008916>, 2012.
- RIBEIRO, L. C.; GUIMARÃES, G. N.; CAMARGO, P. O. (2020) Contribution to the Establishment of the IHRF in the State of São Paulo. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2021.3071254>.
- SÁNCHEZ, L. (2020) Sistema Internacional de Alturas IHRS (International Height Reference System). **Webinar SIRGAS**. [http://www.sirgas.org/fileadmin/docs/Boletines/Webinar\\_20200625\\_Sanchez\\_IHRS.pdf](http://www.sirgas.org/fileadmin/docs/Boletines/Webinar_20200625_Sanchez_IHRS.pdf) Accessed 25 august 2021.
- SÁNCHEZ, L.; ÅGREN, J.; HUANG, J.; WANG, Y. M.; MÄKINEN, J.; PAIL, R.; BARZAGHI, R.; VERGOS, G. S.; AHLGREN, K.; LIU, Q. (2021) Strategy for the realisation of the International Height Reference System (IHRS). **Journal of Geodesy**. <https://doi.org/10.1007/s00190-021-01481-0>.
- SÁNCHEZ, L.; IHDE, J.; PAIL, R.; BARZAGHI, R.; MARTI, U.; ÅGREN, J.; SIDERIS, M.; NOVÁK, P. (2016) **Strategy for the Realization of the International Height Reference System (IHRS)**. Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut (DGFI-TUM). Technische Universität München. Equador. Nov. 2016.
- SÁNCHEZ, L.; SIDERIS, M. G. (2017) Vertical datum unification for the International Height Reference System (IHRS). **Geophys J Int**. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx025>.
- SANDWELL, D.T.; HARPER, H.; TOZER, B.; SMITH, W.H.F. (2021) Gravity field recovery from geodetic altimeter missions. **Adv. Space Res**. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.09.011>.
- SANDWELL, D. T.; HARPER, H.; TOZER, B.; SMITH, W. H. F. (2021) Gravity field recovery from geodetic altimeter missions. **Adv. Space Res**. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.09.011>.
- SIRGAS – Sistema De Referência Geocêntrico para as Américas. **Estações de monitoramento Contínuo SIRGAS**. Disponível em: <https://www.sirgas.org/pt/stations/station-list/#>. Acesso: mai, 2022.
- TORGE, W. (1989) **Gravimetry**. Ed. Berlin; New York: Walter de Gruyter. 465p.
- TSCHERNING, C. C. (1985) Local Approximation of the Gravity Potential by Least Squares Collocation. In: K. P. Schwarz (Ed.); International Summer School on Local Gravity Field Approximation. **Anais...** . Conference: the Int. Summer School on local gravity field determination, Beijing, China, At: Univ. of Calgary, Calgary Canada v. 60003 p.277–362, 1985.
- TSCHERNING, C. C. (1986) Functional methods for gravity field approximation in mathematical and numerical techniques in physical Geodesy. In: Sunkel H (ed) **Lecture notes in earth sciences**. vol. 7. Springer, Berlin.
- TSCHERNING, C. C. (2013) Geoid determination by 3D least-squares collocation. In: Sansò F, Sideris M (eds) Geoid determination. **Lecture notes in earth system sciences**. vol 110. Springer, Berlin, <https://doi.org/10.1007/978-3-540-74700-07>.
- VANÍČEK J., HUANG J., NOVÁK P., PAGIATAKIS S.D., VÉRONNEAU M., MARTINEC Z. FEATHERSTONE W.E. (1999) Determination of the boundary values for the StokesHelmert problem. **J. Geodesy**. 73, pp. 180-192, <https://doi.org/10.1007/s001900050235>.
- VANÍČEK, P.; KLEUSBERG A. (1987) The Canadian geoid-Stokesian approach. **Manuscripta Geodaetica**, 12(2), pp. 86-98.

- VERGOS, G. S.; TZIAVOS, I. N. Establishing an IHRS reference station. **IAG-IASPEI 2017**. Session G2.6. Kobe, Japan. Jul-Ago, 2017.
- VÉRONNEAU, M.; HUANG, J. (2019). The CGS geoid based on FFT with degree-banded modification of the Stokes kernel for the Colorado Experiment: ColFFTDDB-CGS2019. V. 1.0. **GFZ Data Services**. DOI: 10.5880/isg.2019.021.
- VERRON, J.; RYAN, B.; BONNEFOND, P.; BENVENISTE, J. (2021) Altimetry for the future: Building on 25 years of progress. **Advances in Space Research**. Volume 68, Issue 2, 15 July 2021, Pages 319-363. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2021.01.022>.
- WANG, Y. M.; SÁNCHEZ, L.; ÅGREN, J.; HUANG, J.; FORSBERG, R.; ABD-ELMOTAAL, H.A.; AHLGREN, K.; BARZAGHI, R.; BAŠIĆ, T.; CARRION, D.; CLAESSENS, S.; EROL, B.; EROL, S.; FILMER, M.; GRIGORIADIS, V.N.; ISIK, M. S.; JIANG, T.; KOÇ, Ö.; KRČMARIC, J.; LI, X.; LIU, Q.; MATSUO, K.; NATSIPOULOS, D. A.; NOVÁK, P.; PAIL, R.; PITOŇÁK, M.; SCHMIDT, M.; VARGA, M.; VERGOS, G. S.; VÉRONNEAU, M.; WILLBERG, M.; ZINGERLE, P. (2021) Colorado geoid computation experiment: overview and summary. **Journal of Geodesy**, v. 95, n. 12, p. 127, 2021. DOI: 10.1007/s00190-021-01567-9.
- WATTS, A. B.; DALY, S. F. (1981) Long wavelength gravity and topography anomalies. **Annual review of earth and planetary sciences**. Vol 9. Annual Reviews, Inc., 1981, p. 415-448. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.09.050181.002215>.
- WESSEL, P.; WATTS, A. B. (1988). On the Accuracy of Marine Gravity Measurements. **Journal of Geophysical Research**. <https://doi.org/10.1029/JB093iB01p00393>.
- WILLBERG, M.; ZINGERLE, P.; PAIL, R. (2019). Residual least-squares collocation: use of covariance matrices from high-resolution global geopotential models. **Journal of Geodesy**, 93, pp. 1739-1757. DOI: 10.1007/s00190-019-01279-1.
- ZINGERLE, P.; PAIL, R.; GRUBER, T.; OIKONOMIDOU, X. (2020) The combined global gravity field model XGM2019e. **Journal of Geodesy**. <https://doi.org/10.1007/s00190-020-01398-0>.

## 6. CONSIDERAÇÕES, CONCLUSÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES

Esta pesquisa se concentrou em contribuir com a realização do novo sistema altimétrico que será implantado em todo o globo, o IHRF. Para tanto foi criada uma metodologia de análise e tratamentos de dados gravimétricos marinhos medidos a bordos de navios com a finalidade de agregá-los ao cálculo do potencial de gravidade e avaliar a sua contribuição.

Foram avaliados dados de gravidade marinha fornecidos pelo BGI, pela ANP e pela Marinha do Brasil. A análise e tratamento destes dados foram realizados uma vez que são dados antigos (década de 50, 60, 70 e 80) o que implica em um baixo desenvolvimento tecnológico na época de sua medição. Outro fator que impulsionou este tratamento é que trabalhos como de Wessel e Watts (1988), Torge (1989), Hunegnaw et al. (2008) e Lequentrec-Lalancette et al. (2016) mostram que estes dados não atingem alta precisão, sendo necessária uma análise antes de seu uso.

A metodologia para eliminação de dados discrepantes se pautou em uma comparação e ajuste com modelos globais de gravidade marinha advindos de medições feitas por radares acoplados em satélites. Para tanto utilizou-se dois modelos globais de gravidade marinha, o DTU17 (Andersen; Knudsen, 2020) e o GRAV31.1 (Sandwell et al., 2021), que são modelos recentes e de alta resolução (1 arco minuto) e precisão de ~2mGal.

Para interpolar os dados desses modelos para os pontos de gravidade marinha foram testados três interpoladores, o IDW, *Kriging* e LSC. Além de que foram desenvolvidas sete metodologias de análise e tratamento dos dados, quatro de comparação, as quais realizaram somente a eliminação de dados discrepantes e três que, além de eliminar os *outliers*, realizaram o ajuste com os modelos globais.

A metodologia desenvolvida que elimina *outliers* por dispersão não apresentou resultados satisfatórios. Foi constatado também que os dados de gravidade marinha fornecidos pela Marinha do Brasil não agregariam os resultados, e que, o interpolador *Kriging* juntamente com o método de ajuste em área e o modelo global GRAV31.1 apresentaram os resultados mais consistentes para as estações estudadas. Porém como modelo DTU17 não apresentou grandes diferenças na consistência em relação ao GRAV31.1, e

que, Matos et. al (2021) aplicou o modelo DTU17 no cálculo do modelo geoidal GEOID2021, resolveu-se mantê-lo nas análises.

Com isso, aplicou-se estes dados que apresentaram melhor desempenho no cálculo do potencial de gravidade. Para tanto, foram criados modelos integrados de anomalias de gravidade destes dados de gravidade marinha medidas por navios com os modelos globais de gravidade marinha DTU17 e GRAV31.1. Posteriormente, foram extrapolados para uma grade de 5'x5' e integrados com dados de gravimetria terrestre.

A partir deste modelo integrado, foram calculados dois modelos de ondulação geoidal por meio do pacote SHGEO (ELLMANN; VANÍČEK, 2007) que foram chamados de ModDTU17 e ModGRAV31.1. Essa ondulação geoidal calculada foi aplicada no cálculo do potencial de gravidade que foi realizado seguindo as recomendações de Sánchez et al. (2021).

Foi também calculado o potencial de gravidade utilizando a ondulação geoidal do modelo GEOID2021 (MATOS et al., 2021) e o modelo GEOID2015 (BLITZKOW et al., 2016) com a finalidade de comparação. Os resultados também foram comparados com o potencial de gravidade fornecidos pelos MGG's SGG-UGM-2 (LIANG et al., 2020), XGM2019e (ZINGERLE et al., 2020), GECO (GILARDONI et al., 2015), EIGEN-6C4 (FÖRSTE et al., 2015) e EGM2008 (PAVLIS et al., 2012).

Constatou-se que os valores de potencial de gravidade podem sofrer diferenças significativas de acordo com o método de cálculo escolhido. Ficou comprovado que seguindo o método de cálculo indicado, porém variando o modelo global de anomalia de gravidade marinha os resultados se diferem, evidenciando a necessidade de padronização do cálculo do número geopotencial.

Em suma, os dados de gravidade marinha medidos a bordo de navios não causaram diferença nos resultados do potencial de gravidade. O que pode ser devido ao fato que a partir do modelo integrado foi gerado uma grade de 5'x5', o que pode ter provocado uma suavização na sua influência no modelo.

Recomenda-se que seja realizado novos levantamentos gravimétricos marinhos para as estações CEFT e IMBT com fins geodésicos, pois informações gravimétricas oceânicas podem proporcionar informações de alta

frequência, que por sua vez, podem proporcionar melhor precisão na realização do IHRF.

## REFERÊNCIAS

ALTAMIMI, Z.; REBISCHUNG, P.; COLLILIEUX, X.; METIVIER, L.; CHANARD, K. (2022) ITRF2020: main results and key performance indicators, **EGU General Assembly 2022**, Vienna, Austria, 23–27 May 2022, EGU22-3958, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-3958>, 2022.

ANDERSEN, O. B. (2018) DTU17 Global marine gravity field (and DTU18MSS) – Validation in the Arctic ocean. DTU Space. **FRM4Alt Int review Workshop**. Chania, Crete, Greece.

ANDERSEN, O. B.; KNUDSEN, P. (2009) The DNSC08 mean sea surface and mean dynamic topography. **J. Geophys. Res.** doi:10.1029/2008JC005179.

ANDERSEN, O. B.; KNUDSEN, P. (2020) The DTU17 Global Marine Gravity Field: First Validation Results. In: MERTIKAS, S.; PAIL, R. (eds) Fiducial Reference Measurements for Altimetry. **International Association of Geodesy Symposia**, vol 150. Springer, 2019. [https://doi.org/10.1007/1345\\_2019\\_65](https://doi.org/10.1007/1345_2019_65).

ANDERSEN, O. B.; KNUDSEN, P.; BERRY, P.; KENYON, S. (2008) The DNSC08 ocean-wide altimetry derived gravity anomaly field. **EGU 2008 Meeting**, Vienna, Austria, apr.14-18.

ANDERSEN, O. B.; KNUDSEN, P.; STENSENG, L. (2015) The DTU13 MSS (mean sea surface) and MDT (mean dynamic topography) from 20 years of satellite altimetry. **IAG Symp** 144:111–121. [https://doi.org/10.1007/1345\\_2015\\_182](https://doi.org/10.1007/1345_2015_182).

ANDERSEN, O. B.; PICCIONI, G.; STENSENG, L.; KNUDSEN, P. (2016) The DTU15 MSS (Mean Sea Surface) and DTU15LAT (Lowest Astronomical Tide) reference surface. **DTU Space**. Denmark.

ANP - AGÊNCIA NACIONAL DE PETRÓLEO GÁS NATURAL E BIOCOMBUSTÍVEIS (2020). **BDEP. BNDG.** Disponível em: <http://www.anp.gov.br/>. Acesso: out. 2020.

ANP - AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO, GÁS NATURAL E BIOCOMBUSTÍVEIS (2021) **Resolução ANP N°847**. Disponível em: [https://www.gov.br/anp/pt-br/assuntos/exploracao-e-producao-de-oleo-e-gas/dados-tecnicos/legislacao-aplicavel/arquivos-legislacao-aplicavel/Resolucao\\_ANP\\_847-2021.pdf](https://www.gov.br/anp/pt-br/assuntos/exploracao-e-producao-de-oleo-e-gas/dados-tecnicos/legislacao-aplicavel/arquivos-legislacao-aplicavel/Resolucao_ANP_847-2021.pdf). Acesso: jul. 2021.

BARNES, D. E. (2019) 2019 updates earth gravitational model 2020. **American Geophysical Union, Fall Meeting 2019**, bibcode: 2019AGUFM.G33B0668B.

BARCELOS, P. C. L.; SILVA, F. P.; VISSIRINI, F. S. B.; MAGALHÃES, C. A.; TERRA, J. M.; DUTRA, M. R. F.; AMARAL, I. C. F. (2016) Diagnóstico Meteorológico dos Desastres Naturais Ocorridos nos Últimos 20 Anos na Cidade de Duque de Caxias. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, n. 3, 319-329, 2016. <https://doi.org/10.1590/0102-778631320150146>.

BARTHELMES, F. (2013) **Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models: theory and formulas used by the calculation service of the International Centre for Global Earth Models (ICGEM)**. Potsdam, 2013. Disponível em: <<http://icgem.gfz-potsdam.de/str-0902-revised.pdf>>. Acesso em 22 jan 2022.

BARZAGHI, R.; CARRION, D.; VERGOS, G. S.; TZIAVOS, I. N.; GRIGORIADIS, V. N.; NATSIOPOULOS, D. A.; BRUINSMA, S.; REINQUIN, F.; SEOANE, L.; BONVALOT, S.; LEQUENTREC-LALANCETTE, M. F.; SALAÜN, C.; ANDERSEN, O.; KNUDSEN, P.; ABULAITIJANG, A.; RIO, M. H. (2018) GEOMED2: High-Resolution Geoid of the Mediterranean. **International Association of Geodesy Symposia**. [https://doi.org/10.1007/1345\\_2018\\_33](https://doi.org/10.1007/1345_2018_33).

BDG – BANCO DE DADOS GEODÉSICOS (2020) **Banco de dados geodésicos**. Disponível em: <http://www.bdg.ibge.gov.br/appbdg/>. Acesso: Out. 2020.

BENTEL, K.; SCHMIDT, M.; GERLACH, C. (2013) Different radial basis functions and their applicability for regional gravity field representation on the sphere. **GEM - International Journal on Geomathematics**, v. 4, n. 1, p. 67–96, 2013.

BGI - BUREAU GRAVIMÉTRIQUE INTERNATIONALE (2020) **Data / Products**. Disponível em: <https://bgi.obs-mip.fr/data-products/gravity-databases/marine-gravity-datas/>. Acesso: mar. 2020.

BLITZKOW, D. (2004) **Sistemas altimétricos e determinação do geóide**. Escola Politécnica da Universidade de São Paulo – Geodésia Física. São Paulo.

BLITZKOW, D.; CAMPOS, I. O.; FREITAS, S. R. C. (2004) Altitude: O que interessa e como equacionar. **Anais do I Simpósio de Ciências Geodésicas e Tecnologia da Geoinformação**, Recife.

BLITZKOW, D.; MATOS, A. C. O. C. DE; GUIMARAES, G. N.; PACINO, M. C.; LAURIA, E. A.; NUNES, M.; CASTRO JUNIOR, C. A. C.; FLORES, F.; GUEVARA, N. O.; ALVAREZ, R.; HERNANDEZ, J. N. (2016a) Gravity and geoid model for South America. **EGU General Assembly 2016**, Geophysical Research Abstracts, Vol. 18, EGU2016-1626.

BLITZKOW, D.; MATOS, A. C. O. C. DE; MACHADO, W. C.; NUNES, M. A.; LENGROBER, N. V.; XAVIER, E. M. L.; FORTES, L. P. S. (2016b)

MAPGEO2015: O novo modelo de ondulação geoidal do Brasil. **Revista Brasileira de Cartografia**. p. 1873-1884. Rio de Janeiro. ISSN: 1808-0936.

BNDG – BANCO NACIONAL DE DADOS GRAVIMÉTRICOS (2021). **Banco Nacional de Dados Gravimétricos**. Disponível em: <http://www.anp.gov.br/exploracao-e-producao-de-oleo-e-gas/dados-tecnicos/padroes-tecnicos-para-envio-de-dados-a-anp/bndg-banco-nacional-de-dados-gravimetricos>. Acesso: Out, 2021.

CATALÃO, J. (2000) **Geodésia Física**. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Fundamentos do campo gravítico. Lisboa, 2000.

CORRÊA E CASTRO JÚNIOR, C. A.; GUIMARÃES, G. N.; FERREIRA, N. C. (2018) Evolução da infraestrutura gravimétrica no Brasil. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 37, n. 2, p. 361 – 384. 2018.

DALAZOANA, R (2011). **Métodos Geodésicos**. Universidade Federal do Paraná. Métodos Físicos em Geodésia. Curitiba. Disponível em: [http://www.cartografica.ufpr.br/portal/wp-content/uploads/2011/10/Cap3\\_Metodos-fisicos-em-Geodesia.pdf](http://www.cartografica.ufpr.br/portal/wp-content/uploads/2011/10/Cap3_Metodos-fisicos-em-Geodesia.pdf). Acesso: out. 2020.

DENKER, H.; ROLAND, R. (2003) Compilation and evaluation of a consistent marine gravity data set surrounding Europe. **Poster IUGG**, Sapporo.

DIAS, P. M. C.; SANTOS, W. M. S.; SOUZA, M. T. M. (2004) A gravitação Universal. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 26, n. 3, p. 257 – 271. 2004.

DNSC - DANISH NATIONAL SPACE CENTER (2018). **Scientific data and models**. Disponível em: [http://www.space.dtu.dk/english/research/scientific\\_data\\_and\\_models](http://www.space.dtu.dk/english/research/scientific_data_and_models). Acesso: set. 2018.

DREWES, H. (2005) El proyecto “Sistema de Observación Geodésico Global” [Global Geodetic Observing System (GGOS)] de la Asociación Internacional de Geodesia (IAG). **Reunión IPGH**. Caracas, Venezuela. 17 de nov. 2005.

DREWES, H.; KUGLITSCH, F.; ADÁM, J.; RÓZSA, S. (2016) The Geodesist’s Handbook 2016. **Journal of Geodesy**, v. 90, n. 10, p. 907–1205, 2016. DOI: 10.1007/s00190-016-0948-z.

DTU - DANMARKS TEKNISKE UNIVERSITET (2013) **Global Mean Sea Surface**. DTU Space. National Space Institute. Disponível em: [https://www.space.dtu.dk/english/research/scientific\\_data\\_and\\_models/global\\_mean\\_sea\\_surface#:~:text=DTU10%20Ocean%20wide%20Mean%20Sea,2%20minute%20resolution%20at%20Equator..](https://www.space.dtu.dk/english/research/scientific_data_and_models/global_mean_sea_surface#:~:text=DTU10%20Ocean%20wide%20Mean%20Sea,2%20minute%20resolution%20at%20Equator..) Acesso: out. 2020.

DTU - DANMARKS TEKNISKE UNIVERSITET (2021). **DTU Space**. Disponível em: <https://ftp.space.dtu.dk/pub/>. Acesso: ago. 2021.

ELLMANN, A.; VANÍČEK, P. (2007) UNB applications of Stokes-Helmert's approach to geoid computation. **Journal of Geodynamics**. v. 43, p. 200-213. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2006.09.019>.

ESA – EUROPEAN SPACE AGENCY (2006). **ESA's gravity mission – GOCE**. BR-2009. Revised June 2006. ESA Publications Division. ESTEC, Noordwijk, The Netherlands.

ESA – EUROPEAN SPACE AGENCY (2019). **GOCE**. Disponível em: [https://www.esa.int/Enabling\\_Support/Operations/GOCE](https://www.esa.int/Enabling_Support/Operations/GOCE). Acesso: ago. 2021.

ESRI - ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE (2020). **Technical Support**. Disponível em: <https://support.esri.com/en/downloads>. Acesso: out. 2020.

FARR, T. G.; ROSEN, P. A.; CARO, E.; CRIPPEN, R.; DUREN, R.; HENSLEY, S.; KOBRICK, M.; PALLER, M.; RODRIGUEZ, E.; ROTH, L.; SEAL, D.; SHAFFER, S.; SHIMADA, J.; UMLAND, J.; WERNER, M.; OSKIN, M.; BURBANK, D.; ALSDORF, D. (2007) The Shuttle Radar Topography Mission. **Reviews of Geophysics**. <https://doi.org/10.1029/2005RG000183>.

FEATHERSTONE, W.E. (2003) Software for computing five existing types of deterministically modified integration kernel for gravimetric geoid determination, **Computer & Geosciences**, 29, 183-193, [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(02\)00074-2](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(02)00074-2).

FORSBERG, R.; TSCHERNING, C. C. (2008) **An overview manual for the GRAVSOFT geodetic gravity field modelling programs**. 2nd edition, Denmark.

FÖRSTE, C.; BRUINSMA, S. L.; ABRIKOSOV, O.; LEMOINE, J-M; MARTY, J C; FLECHTNER, F; BALMINO, G.; BARTHELMES, F.; BIANCALE, R. (2015) EIGEN-6C4 The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse. GFZ Data Services. **5th GOCE User Workshop**. Paris, 25 – 28 de nov. 2015. <https://doi.org/10.5880/icgem.2015.1>.

GEMAEL, C. (1999) **Introdução a Geodésia Física**. Curitiba: Editora UFPR.

GFZ - HELMHOLTZ CENTRE POTSDAM (2019). **CHAMP - CHALLENGING Minisatellite Payload**. Disponível em: <https://www.gfz-potsdam.de/en/section/geomagnetism/infrastructure/champ/>. Acesso: ago. 2021.

GGOS – GLOBAL GEODETIC OBSERVING SYSTEM (2021) **Global Geodetic Observing System**. Disponível em: <https://ggos.org/about/what-is-ggos/>. Acesso: nov. 2021.

GILARDONI, M.; REGUZZONI, M.; SAMPIETRO, D (2015). **GECO: a global gravity model by locally combining GOCE data and EGM2008**. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 60(2), pp.228-247.

GMT - GENERIC MAPPING TOOLS (2021). **A toolbox for Earth, Ocean, and Planetary Science**. Disponível em: <https://www.generic-mapping-tools.org/>. Acesso: ago. 2021.

GRACE – GRAVITY RECOVERY AND CLIMATE EXPERIMENT (1998). **Science and mission**. Requirement's document, revision A, JPLD-15928, NASA's Earth System Science Pathfinder Program, 1998.

GUIMARÃES, G. N.; BLITZKOW, D. (2011) Problema de valor de contorno da geodésia: uma abordagem conceitual. **Bol. Ciênc. Geod.**, sec. Comunicações/Trab. Técnicos. v. 17, no 4, p.607-624. Curitiba, out-dez.

GUIMARÃES, G. N.; BLITZKOW, D.; MATOS, A. C. O. C.; CORRÊA E CASTRO JÚNIOR, C. A.; INOUE, M. E. B (2020) 30 anos de Medições Gravimétricas Absolutas no Brasil. **Revista Brasileira de Cartografia**. ISSN 1808-0936. <https://doi.org/10.14393/revbrascartogr>.

GUIMARÃES, G. N.; BLITZKOW, D.; MATOS, A. C. O. C.; MENDONÇA, L. R. (2019) First Efforts for the IHRF Establishment in Brazil by Least Squares Collocation and Numerical Integration. **27<sup>th</sup> IUGG General Assembly of International Union of Geodesy and Geophysics**. Jul. 2019.

HEISKANEN, W. A; MORITZ, H. (1967) **Physical geodesy**. San Francisco and London: W. H. Freeman and Company, 364 p., 1967.

HILDENBRAND, J. D. (2002) Aerogeofísica no Brasil e a evolução das tecnologias nos últimos 50 anos. **European Association of Geoscientists & Engineers**. [https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.216.I\\_SG\\_SBGf2004\\_AR001](https://doi.org/10.3997/2214-4609-pdb.216.I_SG_SBGf2004_AR001).

HIRT, C.; REXER, M. (2015) Earth 2014: 1 arc-min shape, topography, bedrock and ice-sheet models - available as gridded data and degree-10,800 spherical harmonics. **Int J Appl Earth Obs Geoinf**. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2015.03.001>.

HOFMANN-WELLENHOF, B.; MORITZ, H. (2006) **Physical geodesy**. 2nd Edition, New York: Springer. 403 p.

HUNEGNAW, A.; HIPKIN, R. G.; EDWARDS, J. (2008) A method of error adjustment for marine gravity with application to Mean Dynamic Topography in the northern North Atlantic. **J Geod**. <https://doi.org/10.1007/s00190-008-0249-2>.

IAG - INTERNATIONAL ASSOCIATION OF GEODESY (2015) **IAG Resolutions**. Disponível em: [https://iag.dgfi.tum.de/fileadmin/IAG-docs/IAG\\_Resolutions\\_2015.pdf](https://iag.dgfi.tum.de/fileadmin/IAG-docs/IAG_Resolutions_2015.pdf). Acesso: abr. 2020.

IAG - INTERNATIONAL ASSOCIATION OF GEODESY (2016) Description of the Global Geodetic Reference Frame (GGRF). **IAG Executive Committee**. Disponível em: [http://iag.dgfi.tum.de/fileadmin/IAG-docs/GGRF\\_description\\_by\\_the\\_IAG\\_V2.pdf](http://iag.dgfi.tum.de/fileadmin/IAG-docs/GGRF_description_by_the_IAG_V2.pdf). Acesso: jan 2021.

IAG – INTERNATIONAL ASSOCIATION OF GEODESY (2015) **IAG Resolutions**. Prague, July. Disponível em: [https://iag.dgfi.tum.de/fileadmin/IAG-docs/IAG\\_Resolutions\\_2015.pdf](https://iag.dgfi.tum.de/fileadmin/IAG-docs/IAG_Resolutions_2015.pdf). Acesso: abr. 2020.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (2019) **Banco de dados geodésicos – BDG**. Disponível em: <http://www.bdg.ibge.gov.br/appbdg/>. Acesso em: jan. 2019.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (2022) **RBMC - Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS**. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-sobre-posicionamento-geodesico/rede-geodesica/16258-rede-brasileira-de-monitoramento-contínuo-dos-sistemas-gnss-rbmc.html?=&t=dados-diarios-e-situacao-operacional>. Acesso em: jul. 2022.

ICGEM - INTERNATIONAL CENTRE FOR GLOBAL EARTH MODELS (2022) **Global Gravity Field Models**. Disponível em: [http://icgem.gfz-potsdam.de/tom\\_longtime](http://icgem.gfz-potsdam.de/tom_longtime). Acesso: mai. 2022.

IHDE, J.; BARZAGHI, R.; MARTI, U.; SÁNCHEZ, L.; SIDERIS, M.; DREWES, H.; FÖRSTE, C.; GRUBER, T.; LIEBSCH, G.; PAIL, R. (2015) Report of the Ad-hoc Group on an International Height Reference System (IHR). **International Union of Geodesy and Geophysics**.

IHDE, J.; SÁNCHEZ, L. (2005) A unified global height reference system as a basis for. **Journal of Geodynamics**. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2005.06.015>.

IHDE, J.; SÁNCHEZ, L.; BARZAGHI, R.; DREWES, H.; FOERSTE, C.; GRUBER, T.; LIEBSCH, G.; MARTI, U.; PAIL, R.; SIDERIS, M. (2017) Definition and Proposed Realization of the International Height Reference System (IHR). **Surveys in Geophysics**, 2017.

IUGG - INTERNATIONAL UNION OF GEODESY AND GEOPHYSICS (1991) **Resolution - Conventional Terrestrial Reference System**. Vienna, 23 aug. 1991.

JAMUR, K. P.; MELO, L.; FREITAS, S. R. C. (2010) Avaliação dos Modelos do Campo da Gravidade Terrestre Advindos da Missão Goce - Gravity Field And Steady-State Ocean Circulation Explorer. **Boletines Sirgas**. Paraná. Disponível em: [http://www.sirgas.org/fileadmin/docs/Boletines/Bol15/46a\\_Jamur\\_et\\_al\\_evaluacion\\_modelos\\_GOCE.pdf](http://www.sirgas.org/fileadmin/docs/Boletines/Bol15/46a_Jamur_et_al_evaluacion_modelos_GOCE.pdf). Acesso: out. 2020.

JPL - JET PROPULSION LABORATORY (2017) **Next-generation GRACE satellites arrive at launch site**. Disponível em: <https://phys.org/news/2017-12-next-generation-grace-satellites-site.html>. Acesso: out. 2020.

JPL - JET PROPULSION LABORATORY (2020) **GRACE-FO**. Disponível em: <https://grace.jpl.nasa.gov/mission/grace-fo/>. Acesso: ago. 2021.

JPL - JET PROPULSION LABORATORY (2021) **GRACE**. Disponível em: <https://grace.jpl.nasa.gov/mission/grace/>. Acesso: ago. 2021.

KOSTELECKÝ, J.; KLOKOCNÍK, J.; BUCHA, B.; BEZDEK, A.; FÖRSTE, C. (2015) Evaluation of the gravity field model EIGEN-6C4 by means of various functions of the gravity potential and by GNSS/levelling. **Geoinformatics**. v14, n.1. Doi:10.14311/gi.14.1.1.

KVAS, A.; MAYER-GÜRR, T.; KRAUSS, S.; BROCKMANN, J. M.; SCHUBERT, T.; SCHUH, W-D.; PAIL, R.; GRUBER, T.; JÄGGI, A.; MEYER, U. (2019) The satelliteonly gravity field model GOCO06s. **GFZ Data Serv.** <https://doi.org/10.5880/ICGEM.2019.002>.

LEITE, E. P.; MOLINA, E. C.; USSAMI, N. (1999) Integração de dados de gravimetria marinha e de altimetria por satélite (geosat/erm) no Atlântico Sul (65/25°W e 25/40°S). **Brazilian Journal of Geophysics**, Vol. 17(2,3).

LEHMANN, R. (2013)  $3\sigma$ -Rule for Outlier Detection from the Viewpoint of Geodetic Adjustment. **Journal of Surveying Engineering**, 139(4), 157–165. doi:10.1061/(ASCE)SU.1943-5428.0000112.

LEQUENTREC-LALANCETTE, M. F.; SALAÚN, C.; BONVALOT, S.; ROUXEL, D.; BRUINSMA, S. (2016) Exploitation of marine gravity measurements of the mediterranean in the validation of global gravity field models. **International Association of Geodesy Symposia**. [https://doi.org/10.1007/1345\\_2016\\_258](https://doi.org/10.1007/1345_2016_258).

LIANG W.; LI J.; XU, X; ZHANG, S.; ZHAO, Y. (2020) A High-Resolution Earth's Gravity Field Model SGG-UGM-2 from GOCE, GRACE, Satellite Altimetry, and EGM2008. **Engineering**. <https://doi.org/10.1016/j.eng.2020.05.008>.

LUZ, R. T. (2016) Cálculo de altitudes científicas e sua aplicação no reajustamento da Rede Altimétrica de Alta Precisão do Sistema Geodésico Brasileiro. **R. Bras. Geogr.**, v. 61, n. 1, p. 79-97. Rio de Janeiro, jan./jun. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/310733663>. Acesso: set. 2020.

MARINHA DO BRASIL (2020) **Plano de levantamento da plataforma continental brasileira**. Disponível em: <https://www.marinha.mil.br/secirm/leplac>. Acesso: out. 2020.

MAROTTA, G. S.; VIDOTTI, R. M. (2017) Development of a local geoid model at the Federal District, Brazil, patch by The Remove-Compute-Restore technique, following Helmert's condensation method. **Bull. Geod. Sci**, Articles

section, Curitiba, v. 23, nº3, p.520-538, Jul – Sept.  
<https://doi.org/10.1590/S1982-21702017000300035>.

MATLAB M. (2020) The language of technical computing. **The MathWorks**. Inc,. Disponível em: <https://www.mathworks.com/products/matlab.html>. Acesso: mar, 2020.

MATOS, A.C.O.C.; BLITZKOW, D.; GUIMARÃES, G. N.; SILVA, V. C. (2021). Geoid and quasi-geoid models for South America. Presented at **SIRGAS Symposium 2021**, 29 November - 1 December 2021.

MICROG LACOSTE (2008) **A-10 Portable Gravimeter User's Manual**. 59p. Disponível em: <http://microglacoste.com/wp-content/uploads/2017/02/A-10Manual.pdf>. Acesso: out. 2020.

MINISTÉRIO DA DEFESA (2005) Portaria Nº 330/MB, de 15 de dezembro de 2005. Criação do Grupo de Trabalho (GT) para Acompanhamento da Proposta do Limite Exterior da Plataforma Continental Brasileira. **Diário Oficial da União**. Brasília, DF, dez.

MOHRIAK, W. U.; TORRES, L. C. (2017) Levantamentos geofísicos para a delimitação da margem continental brasileira. p. 59-80. **Revista USP**, 2017. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9036.v0i113p59-80>.

MONICO, J. F. G. (2018) **Introdução a geodésia: perspectiva atual**. Universidade estadual Paulista – UNESP. Presidente Prudente, mar. 2018.

MORITZ, H. (1980) Geodetic Reference System 1980. **Bull. Geodesique** **54**, 395–405. <https://doi.org/10.1007/BF02521480>.

MORITZ, H. (2000) Geodetic Reference System 1980. **Journal of Geodesy**, 128–133. <https://doi.org/10.1007/s001900050278>.

NASA – NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (1976) **Project Lageos**. NASA News. Washington, Abr. 1976. Disponível em: [https://lageos.gsfc.nasa.gov/docs/1976/NASA\\_LAGEOS\\_presskit\\_e000045273.pdf](https://lageos.gsfc.nasa.gov/docs/1976/NASA_LAGEOS_presskit_e000045273.pdf). Acesso: jun. 2022.

NASA - NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (2017) **LAGEOS: LAsEr GEodynamic Satellite**. Jan. 2017. Disponível em: <https://lageos.gsfc.nasa.gov/>. Acesso: ago. 2021.

NICACIO, E.; DALAZOANA, R. (2017) Passado e presente dos Modelos Globais do Geopotencial: Uma abordagem conceitual sobre sua evolução. **Revista Eletrônica Multidisciplinar – FACEAR**. ISSN: 2316-2317. Ago. 2017. Disponível em: [http://www.revista.facear.edu.br/artigo/\\$/passado-e-presente-dos-modelos-globais-dogeopotencial-uma-abordagem-conceitual-sobre-sua-evolucao](http://www.revista.facear.edu.br/artigo/$/passado-e-presente-dos-modelos-globais-dogeopotencial-uma-abordagem-conceitual-sobre-sua-evolucao). Acesso: out. 2020.

NICACIO, E.; DALAZOANA, R. (2018) Avaliação do Modelo Global do Geopotencial GOCO05c na Região Sul do Brasil. **Rev. Bras. de Cartografia**, vol. 70, n. 5, Edição Especial "XXVII Congresso Brasileiro de Cartografia". pp. 1537 – 1550. 2018.

NEUMANN, G. A.; FORSYTH, D. W.; SANDWELL, D. (1993) Comparison of marine gravity from shipboard and high-density satellite altimetry along the midatlantic ridge, 30.5° -35.5° S. **Geophys. Res. Lett.**. v20 n°15:1639-1642.

NORDMAN, M.; PELTOLA, A.; BILKER-KOIVULA, M.; LAHTINEN, S. (2020) Past and Future Sea Level Changes and Land Uplift in the Baltic Sea Seen by Geodetic Observations. **International Association of Geodesy Symposia**. [https://doi.org/10.1007/1345\\_2020\\_124](https://doi.org/10.1007/1345_2020_124).

PALMEIRO, A. S.; FEITAS, S. R. C.; DALAZOANA, R. (2013) Análise do vínculo do datum vertical brasileiro a um Sistema Global de Altitudes. **Revista Brasileira de Cartografia**. Rio de Janeiro, nov. 2013.

PAOLO, F. S.; MOLINA, E. (2009) **Altimetria por satélite e gravimetria marinha na representação integrada do campo de gravidade na região costeira do Brasil**. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo. São Paulo, 2009.

PAVLIS, N. K., HOLMES S. A., KENYON S. C., FACTOR J. K. (2008) An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008. 2008. **General Assembly of the European Geosciences Union**. Vienna, Austria, April 13-18, 2008.

PAVLIS, N. K., HOLMES S. A., KENYON S. C., FACTOR J. K. (2012) The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). **Journal of Geophysical Research: Solid Earth** (1978-2012). <https://doi.org/10.1029/2011JB008916>, 2012.

PEREIRA, E. O.; ABREU, L. G. A. C.; MAILLARD, P. (2017) Altimetria por satélite radar aplicada a hidrologia no Brasil. **Revista Brasileira de Cartografia**. N° 69/2, p. 347-360. Rio de Janeiro, fev. 2017.

POPE, A.J. (1976) The Statistics of Residuals and The Detection of Outliers. **NOAA Technical Report NOS 65 NGS 1**. Geodetic Research and Development Laboratory. National Geodetic Survey. Rockville Md., May 1976. Disponível em: [https://www.ngs.noaa.gov/PUBS\\_LIB/TRNOS65NGS1.pdf](https://www.ngs.noaa.gov/PUBS_LIB/TRNOS65NGS1.pdf). Acesso: 17 ago. 2020.

RAPP, R. H. (1998) Past and future developments in Geopotential Modeling. In: **Geodesy on the Move**, Forsberg, Feissel, Dietrich (Eds), p. 58-78, Springer-Verlag, Berlin New York, 1998.

REIGBER, C.; BOCK, R.; FÖRSTE, C.; GRUNWALDT, L.; JAKOWSKI, N.; LÜHR, H.; SCHWINTZER, P.; TILGNER, C. (1996) CHAMP Phase B: Executive Summary. **Scientific Technical Report STR**.

Potsdam: GeoForschungsZentrum, 24 p. <https://doi.org/10.2312/gfz.b103-96131>.

SÁNCHEZ, J. L. C.; FREITAS, S. R. C. (2017) Vínculo del *datum* vertical ecuatoriano al *International Height Reference System*. **Simposio sirgas 2017**. Mendoza, nov. 2017.

SÁNCHEZ, L. (2020) Sistema Internacional de Alturas IHRS (International Height Reference System). **Webinar SIRGAS**. Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut - Technische Universität München (DGFI-TUM). Disponível em: [http://www.sirgas.org/fileadmin/docs/Boletines/Webinar\\_20200625\\_Sanchez\\_IHRS.pdf](http://www.sirgas.org/fileadmin/docs/Boletines/Webinar_20200625_Sanchez_IHRS.pdf). Acesso: ago. 2021.

SÁNCHEZ, L. (2018) Strategy for the establishment of the International Height Reference System (IHRS). **Symposium SIRGAS2018**. Aguascalientes, Mexico, Oct. 11.

SÁNCHEZ, L.; ÅGREN, J.; HUANG, J.; WANG, Y. M.; MÄKINEN, J.; PAIL, R.; BARZAGHI, R.; VERGOS, G. S.; AHLGREN, K.; LIU, Q. (2021) Strategy for the realisation of the International Height Reference System (IHRS). **Journal of Geodesy**. <https://doi.org/10.1007/s00190-021-01481-0>.

SÁNCHEZ, L.; DENKER, H.; PAIL, R.; LIEB, V.; HUANG, J.; ROMAN, D.; ÅGREN, J.; AMOS, M.; IHDE, J.; BARZAGHI, R.; SIDERIS, M.; OSHCHEPKOV, I.; BLITZKOW, D.; MATOS, A.C.O.C.; PIÑON, D.; AVALOS, D.; FREITAS, S.R.C.; LUZ, R. (2017b) **A first approximation to the International Height Reference Frame (IHRF)**. Joint Scientific Assembly of the International Association of Geodesy and the International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IAG-IASPEI 2017). Kobe, Japan. Ago, 2017.

SÁNCHEZ, L.; IHDE, J.; PAIL, R.; BARZAGHI, R.; MARTI, U.; ÅGREN, J.; SIDERIS, M.; NOVÁK, P. (2016) **Strategy for the Realization of the International Height Reference System (IHRS)**. Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut (DGFI-TUM). Technische Universität München. Equador. Nov. 2016.

SÁNCHEZ, L.; IHDE, J.; PAIL, R.; GRUBER, T.; BARZAGHI, R.; MARTI, U.; ÅGREN, J.; SIDERIS, M.; NOVÁK, P. (2017a) Towards a first realization of the International Height Reference System (IHRS). **European Geosciences Union General Assembly**. Viena, Austria. April, 2017.

SÁNCHEZ, L.; SIDERIS, M. G. (2017) Vertical datum unification for the International Height Reference System (IHRS). **Geophys J Int**. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx025>.

SANDWELL, D. T.; HARPER, H.; TOZER, B.; SMITH, W. H. F. (2021) Gravity field recovery from geodetic altimeter missions. **Adv. Space Res.** <https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.09.011>.

SANDWELL, D.T.; MULLER, R.D.; SMITH, W.H.F.; GARCIA, E.; FRANCIS, R. (2014) New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. **Science: American Association for the Advancement of Science**. Vol. 346. Issue 6205, pp. 65-67. DOI: 10.1126/science.1258213. Science, oct. 2014.

SANSÒ, F., SIDERIS, M. G. S. (2013) Geoid Determination – Theory and Methods. **Lecture Notes in Earth System Sciences**. V. 110. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 734 pp, 2013. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-74700-0>.

SANTANA, T. A. (2020) Contribuições para os estudos de integração das componentes verticais terrestre e marinha ao longo da costa brasileira. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2020. Disponível em: <https://acervodigital.ufpr.br/bitstream/handle/1884/66382/R%20-%20D%20-%20TULIO%20ALVES%20SANTANA.pdf?sequence=1&isAllowed=y>. Acesso: nov. 2020.

SCINTREX (2012) **Product Manuals**. 312 p. Disponível em: <https://scintrexltd.com/support/product-manuals/>. Acesso: out. 2020.

SCINTREX (2020) **RG-1 Remote Operating Gravity Meter**. Disponível em: <https://scintrexltd.com/product/rg-1-remote-operating-gravity-meter/>. Acesso em: ago. 2021.

SEEBER, G. (2003) **Satellite Geodesy**. 2nd completely revised and extended edition. ISBN 3-11-017549-5. Disponível em: <https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-seeber-g-satellite-geodesy-2003.pdf>. Acesso em: ago. 2022.

SEGRE, M. (2008) **O papel do experimento na física de Galileu\***. Caderno de física da UEFS 06: 87-114, 2008. Disponível em: <http://dfisweb.uefs.br/caderno/vol6n12/Segre.pdf>. Acesso: out. 2020.

SENEVIRATNE, S. I.; NICHOLLS, N.; EASTERLING, D.; GOODES, C. M. (2012) Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. **Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation**. Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, pp. 109-230. 2012.

SIRGAS – SISTEMA DE REFERÊNCIA GEOCÊNTRICO PARA AS AMÉRICAS (2022). **Estações de monitoramento Contínuo SIRGAS**. Disponível em: <https://www.sirgas.org/pt/stations/station-list/#>. Acesso: mai, 2022.

SMITH, W. H. F., SANDWELL, D. T. (1997) **Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings**. Science, 277(5334), 1956–1962. 1997.

TORGE, W. (1989) **Gravimetry**. Ed. Berlin; New York: Walter de Gruyter. 465p.

TORGE, W. (2001) **Geodesy**. Ed. Berlin; New York: Walter de Gruyter, 2001. 416p. ISBN: 3-11-017072-8.

TÓTH, G. (2017). IAG Newsletter. **J Geod** v.91, p113–116. <https://doi.org/10.1007/s00190-016-0994-6>.

TSCHERNING, C. C. (1985) Local Approximation of the Gravity Potential by Least Squares Collocation. In: K. P. Schwarz (Ed.); International Summer School on Local Gravity Field Approximation. **Anais...** Conference: the Int. Summer School on local gravity field determination, Beijing, China, At: Univ. of Calgary, Calgary Canada v. 60003 p.277–362, 1985.

TSCHERNING, C. C. (1986) Functional methods for gravity field approximation in mathematical and numerical techniques in physical Geodesy. In: Sunkel H (ed) **Lecture notes in earth sciences**. vol. 7. Springer, Berlin.

TSCHERNING, C. C. (2013) Geoid determination by 3D least-squares collocation. In: Sansò F, Sideris M (eds) Geoid determination. **Lecture notes in earth system sciences**. vol 110. Springer, Berlin, [https://doi.org/10.1007/978-3-540-74700-0\\_7](https://doi.org/10.1007/978-3-540-74700-0_7).

UCDS (2021). Exploring Ocean Tectonics from Space. **Institute of Geophysics and Planetary Physics**. Scripps Institution of Oceanography. Disponível em: [http://scripps.ucsd.edu/topex.ucsd.edu/pub/global\\_grav\\_1min/](http://scripps.ucsd.edu/topex.ucsd.edu/pub/global_grav_1min/). Acesso: ago. 2021.

UNDRR – UNITED NATIONS OFFICE FOR DISASTER RISK REDUCTION (2021) Earth Day: 2020 saw a major rise in floods and storms. Disponível em: <https://www.undrr.org/news/earth-day-2020-saw-major-rise-floods-and-storms>. Acesso em: jul. 2022.

UN-GGIM - UNITED NATIONS INITIATIVE ON GLOBAL GEOSPATIAL INFORMATION MANAGEMENT (2015). **The Global Geodetic Reference Frame for Sustainable Development**. Disponível em: <http://www.Unggrf.org>. Acesso: nov. 2020.

VANÍČEK J., HUANG J., NOVÁK P., PAGIATAKIS S.D., VÉRONNEAU M., MARTINEC Z. FEATHERSTONE W.E. (1999) Determination of the boundary values for the StokesHelmert problem. **J. Geodesy**. 73, pp. 180-192, <https://doi.org/10.1007/s001900050235>.

VANÍČEK, P.; KINGDON, R. (2015). Gravimetry. **Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences**. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09145-4>.

VANIČEK, P.; KLEUSBERG A. (1987) The Canadian geoid-Stokesian approach. **Manuscripta Geodaetica**, 12(2), pp. 86-98.

VERGOS, G. S.; TZIAVOS, I. N. (2017) Establishing an IHRS reference station. **IAG-IASPEI 2017**. Session G2.6. Kobe, Japan. Jul-Ago, 2017.

VÉRONNEAU, M.; HUANG, J. (2019). The CGS geoid based on FFT with degree-banded modification of the Stokes kernel for the Colorado Experiment: ColFFTDDB-CGS2019. V. 1.0. **GFZ Data Services**. DOI: 10.5880/isg.2019.021.

VERRON, J.; RYAN, B.; BONNEFOND, P.; BENVENISTE, J. (2021) Altimetry for the future: Building on 25 years of progress. **Advances in Space Research**. Volume 68, Issue 2, 15 July 2021, Pages 319-363. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2021.01.022>.

WANG, Y. M.; SÁNCHEZ, L.; ÅGREN, J.; HUANG, J.; FORSBERG, R.; ABDELMOATAAL, H.A.; AHLGREN, K.; BARZAGHI, R.; BAŠIĆ, T.; CARRION, D.; CLAESSENS, S.; EROL, B.; EROL, S.; FILMER, M.; GRIGORIADIS, V.N.; ISIK, M. S.; JIANG, T.; KOÇ, Ö.; KRČMARIC, J.; LI, X.; LIU, Q.; MATSUO, K.; NATSIOPOULOS, D. A.; NOVÁK, P.; PAIL, R.; PITOŇÁK, M.; SCHMIDT, M.; VARGA, M.; VERGOS, G. S.; VÉRONNEAU, M.; WILLBERG, M.; ZINGERLE, P. (2021) Colorado geoid computation experiment: overview and summary. **Journal of Geodesy**, v. 95, n. 12, p. 127, 2021. DOI: 10.1007/s00190-021-01567-9.

WATTS, A. B.; DALY, S. F. (1981) Long wavelength gravity and topography anomalies. **Annual review of earth and planetary sciences**. Vol 9. Annual Reviews, Inc., 1981, p. 415-448. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.09.050181.002215>.

WESSEL, P.; WATTS, A. B. (1988) On the Accuracy of Marine Gravity Measurements. **Journal of Geophysical Research**. Vol. 93, N°. B1, p. 393-413, Jan. 1988. <https://doi.org/10.1029/JB093iB01p00393>.

WILLBERG, M.; ZINGERLE, P.; PAIL, R. (2019) Residual least-squares collocation: use of covariance matrices from high-resolution global geopotential models. **Journal of Geodesy**, 93, pp. 1739-1757. DOI: 10.1007/s00190-019-01279-1.

WZIONTEK, H.; BONVALOT, S.; FALK, R.; GABALDA, G.; MÄKINEN, J.; PÁLINKÁŠ, V.; RÜLKE, A.; VITUSHKIN, L. (2021) Status of the International Gravity Reference System and Frame. **Journal of Geodesy**. 2021. <https://doi.org/10.1007/s00190-020-01438-9>.

ZINGERLE, P.; PAIL, R.; GRUBER, T.; OIKONOMIDOU, X. (2020) The combined global gravity field model XGM2019e. **Journal of Geodesy**. <https://doi.org/10.1007/s00190-020-01398-0>.